

**Quantification des échanges
eaux souterraines - rivière
à l'aide du radon.
Étude pilote appliquée à la Cèze**

Rapport final – Janvier 2018

Action n°49 du Programme 2010 au titre de l'accord cadre
Agence de l'Eau ZABR

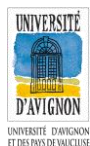
Auteurs : Olivier Radakovitch¹, Adriano Mayer²

1 – CEREGE, UM34 Université Aix-Marseille - 13545 Aix-en-Provence

2 – EMMAH, UM34 Université Avignon - 13545 Avignon

Collaborateurs : Jordan Ré-Bahaud³, Hervé Chapuis³, Didier Graillet³,
Joel Jolivet

3 - Mine Saint-Étienne - UMR5600 EVS, Dept GSE – 42023 Saint-Étienne



SOMMAIRE

I – Contexte de l'étude	4
II - Traceurs radioactifs et échanges d'eaux : principe d'étude.....	5
II.A - Principes.....	5
II.B Modèles conceptuels pour les karsts	9
III - Zone d'étude et campagnes de terrain.....	10
IV – Méthodes analytiques	12
IV.A – Appareil de mesure:	12
IV.B – Systèmes de prélèvements	13
V – RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS	15
V.A – Données sur les sources :	15
V.B Échanges hyporhéiques.....	22
V.C Transect longitudinal	25
V.C.1 Secteur A : Pont-de-Tharoux à Tharoux (pk 0,2-4,5): `	31
V.C.2 Secteur B : Tharoux à Font Canet (pk 4,5-9): `	31
V.C.3 Secteur C : Fond Canet à Plan de Quitard (pk 9-15): `	32
V.C.4 Secteur D : Plan de Quitard à Le Travès (pk 15-19,5): `	33
V.C.5 Secteur E : Le Travès à Les Baumes (pk 19,5-22,1): `	34
V.C.6 Secteur F : Les Baumes à Grotte de la Bruge (pk 22,1-23,4): `	34
V.C.7 Secteur G : Grotte de la Bruge à Le Courau (pk 23,4-25,4):.....	34
V.C.8 Secteur H : Le Courau à La Fabrique (pk 25,4-27,9):.....	34
V.C.9 Secteur I : La Fabrique-La Gache (pk 27,9-30,5):.....	34
V.C.10 Secteur J : Goudargues (pk 30.5 – 31.5):	35
V.C.11 Secteur K Pont-de-Rome – La Bastide : (pk 31.5 – 32.0):.....	35
V.C.11 Secteur L : La Bastide-Moulin de Bès (pk 32 -33,6):.....	35
VI – ÉVALUATIONS DES APPORTS D'EAUX SOUTERRAINES	36
VI.A Calcul du bilan de masse.....	36
VI.B Résultats et interprétations :.....	38
VI.B.1 Fraction d'eau de nappe par secteur.....	38
VI.B.2 Fraction d'eau souterraine à partir des mesures en continu	42
VII – CONCLUSIONS	46
VIII – RÉFÉRENCES	47
IX – ANNEXES	48

I – Contexte de l'étude

Dans un environnement de plus en plus affecté par le réchauffement climatique et les pressions sur la ressource en eau de surface, les échanges d'eaux entre nappe et rivière deviennent un régulateur extrêmement important du système aquatique. De manière diffuse (nappe alluviale) ou ponctuelle (source karstique), ces échanges ont un rôle sur l'écosystème, le transfert de polluants agricoles ou urbains ou encore les aspects thermiques du fleuve et donc ses qualités d'habitat. Tous ces points d'intérêts ont déjà été abordés par la ZABR et constituent une des raisons de la création du programme « échange nappe-rivière ». La ZABR a ainsi permis depuis quelques années des avancées sur cette question en soutenant de nombreuses actions pour comprendre le mécanisme de ces échanges : imagerie infrarouge thermique du cours d'eau, analyses géochimiques, biologie des invertébrés interstitiels ou encore modélisation mathématique. Ces résultats ont été repris et synthétisés dans le guide méthodologique « Caractérisation des échanges nappes/rivières en milieu alluvionnaire » disponible sur le site web de l'Agence de l'Eau Bassin Rhône Méditerranée et Corse, et complétés plus récemment dans le « Guide technique Interactions nappe/rivière » publié en Avril 2017 par l'Agence Française pour la Biodiversité.

Localiser les zones d'échanges est le premier point critique à résoudre, mais la difficulté majeure reste celle de la quantification des volumes d'eaux échangés. Les approches présentées dans les guides ci-dessus sont en effet précieuses et nécessaires pour localiser les apports, mais elles restent limitées pour estimer leur débit. La modélisation, qui est une des méthodes plus efficace pour ceci, requiert malgré tout une validation terrain des estimations qu'elle fournit. La meilleure technique de quantification reste donc l'établissement de bilans de masses d'éléments chimiques. Le principe est de mesurer les concentrations (ou des rapports isotopiques) d'éléments présents dans les eaux souterraines et les eaux de surface afin de mettre en évidence les zones d'échanges et d'évaluer des flux d'eau entrant ou sortant sur la base de ces concentrations. Pour que ces bilans soient précis, les concentrations doivent être suffisamment contrastées entre la rivière et les eaux souterraines, et les éléments doivent suivre le comportement de l'eau, c'est-à-dire ne pas être soumis à des processus biochimiques particuliers tels qu'un prélèvement par le biote ou des précipitations chimiques (à l'interface nappe/rivière par exemple).

L'utilisation de traceurs radioactifs naturels pour de telles quantifications s'est développée depuis quelques années. Cette technique est maîtrisée par le CEREGE et EMMAH qui l'ont déployée dans le cadre d'échanges entre eaux souterraines et eaux côtières, qu'il s'agisse de lagunes ou de côte ouverte.

Ce projet, réalisé grâce à l'accord cadre ZABR-Agence de l'eau, vise à tester cette méthode sur la Cèze afin de :

- 1) tester la validité de ces outils dans un contexte fluvial,
- 2) localiser les apports en complément des méthodes précédentes
- 3) quantifier les échanges en terme de débit.

A cause de son aspect innovant et donc à risque cette étude a été proposée en complément des travaux déjà réalisés sur cette question des échanges nappe-rivière sur la rivière Cèze. Il s'agissait en effet d'un nouveau type de données pour des rivières karstiques, jamais obtenu en France et très peu présenté dans des publications internationales. Il n'y avait donc pas de garantie d'atteindre des résultats exploitables en termes de bilan hydrique. Pour cette raison, il a été décidé de travailler sur des zones où les apports souterrains étaient connus et confirmés pour valider la méthode avant de pouvoir l'adapter à d'autres sites.

Ce rapport présente la méthodologie utilisée, l'ensemble des résultats et les interprétations que l'on peut en tirer. Il démontre que l'analyse de ces traceurs radioactifs a un réel intérêt. La quantification est faisable mais s'est révélée plus problématique que prévue. Cependant ces traceurs apportent aussi des informations qualitatives nouvelles et complémentaires à toutes celles obtenues jusqu'ici dans la zone.

II - Traceurs radioactifs et échanges d'eaux : principe d'étude

II.A - Principes

L'analyse de traceurs radioactifs naturels pour évaluer les échanges entre eaux de surface et eaux souterraines s'est développée depuis une vingtaine d'années, avec des applications de plus en plus nombreuses. Les principaux isotopes utilisés sont le radium-223, radium-224 et radon-222. Seul ce dernier a été utilisé ici, les deux premiers étant probablement inadaptés à l'étude de petites rivières car le contraste de concentrations entre surface et souterrain y est sans doute faible. Les termes d'apports et de sorties en ^{222}Rn devant être évalués dans une portion de rivière pour établir le bilan de masse de cet élément sont présentés en figure 1.

Le radon (^{222}Rn) est un isotope naturel radioactif gazeux de courte période ($T_{1/2} = 3,8$ jours, temps nécessaire pour que son activité diminue de moitié en l'absence de production). Sa constante de désintégration λ ($=\ln(2)/T_{1/2}$) est de $0,1824 \text{ j}^{-1}$. Dans les eaux de surface il est produit par la désintégration de son père radioactif, le radium-226 (Production, fig 1). Ce ^{226}Ra

est à l'état dissous, tandis que le ^{222}Rn est un gaz noble qui ne subit pas d'enlèvement par des processus biochimiques mais va par contre s'échapper de la colonne d'eau par des échanges avec l'atmosphère (Fatm, Fig 1). Il va également décroître dans l'eau suivant la désintégration radioactive classique (décroissance, fig 1).

Dans les eaux souterraines, les activités de ^{222}Rn sont beaucoup plus élevées car il est aussi produit par les désintégrations d'atomes de radium présents dans tous les minéraux qui constituent la roche encaissante. Ces teneurs dites « en équilibre » avec cette production de l'encaissant varient en fonction de trois caractéristiques : 1) la teneur en radium des roches (typiquement très élevées dans les roches granitiques et plus pauvres dans les roches carbonatées) ; 2) la capacité d'émanation du ^{222}Rn (liée à la porosité des minéraux et de la roche, incluant la fracturation) et 3) le temps de contact ou temps d'équilibre entre l'eau et les minéraux.

Les activités de ^{222}Rn dans des eaux de surface sont autour de quelques dizaines, voire centaines de Becquerel par mètre cube (Bq/m^3), alors qu'elles atteignent classiquement plusieurs milliers dans les eaux souterraines. Le tableau 1 présente quelques données d'activités de ^{222}Rn dans des eaux souterraines ou de surface issues de la littérature.

Référence	Type d'eau	Encaissant	Gamme de variation (Bq/m^3)	Moyenne \pm écart-type (Bq/m^3)
Stellato et al 2012	Aquifère alluvial	Gravier + sable	10000-20000	
Stellato et al 2008	Aquifère alluvial	Gravier + sable	5000-10000	
Khaska et al 2017	Source	karst	12000-17000	
	suintements	karst	5000-6000	
Cranswick et al 2014	rivière		470	
	Aquifère alluvial	Gravier +sable	5000-10000	
Cartwright et al 2014	rivière		500-1000	
	Eau souterraine	Roche cristalline	20000-50000	
	Aquifère alluvial		2000-20000	
Molina-Porras et al 2017	Source du Lez	Karst (le lez)	500-800 avec pic à 3700	

	Sources	karst		1160+890 (n=27)
Adinolfi-falcone et al 2008	Eau souterraine	Karst calcaire	25000	
	Eau souterraine	Karst dolomitique	11300	
Savoy et al 2011	Eau souterraine	Karst Jura suisse	2400-5000	
Vinson et al 2009	Eaux souterraines	Granite		249000 (n=52)
		Gneiss		30000 (n=24)
		Roches métamorphiques		31000 (n=34)
Mullinger et al., 2011	Rivière	Craie	200-3800	
	Eau souterraine	Craie		1000
Le Druillennec et al 2010	Eau souterraine	Roches cristallines	300000-600000	
Santos et al 2009	Source	Calcaire (Floride)	2500-10000 (suivi sur deux ans)	5000
Dimova et al 2001	Source	Calcaire (floride)	1500-4500	
Ortega et al 2015	Rivière	Carbonate et détritique	37-1527	
	Sources	Carbonate et détritique	1800-4700	2400+950 (n=12)

Tableau 1: Activités en ^{222}Rn (Bq/m^3) reportées dans la littérature pour différents types d'eaux souterraines ou de surface.

Lorsque les eaux souterraines rejoignent la surface (rivière ou étang), quel que soit le type d'apport (ponctuel ou diffus, terme « source souterraine » de la fig 1), l'analyse du ^{222}Rn permet de mettre en évidence ces flux qui se traduisent par une augmentation des activités dans et en aval de la zone d'injection. Cependant, le bilan se complique dès que la rivière contient des sédiments avec de l'eau interstitielle. En effet, cette eau est elle aussi enrichie en ^{222}Rn (mais avec des activités qui peuvent être différentes de celles des nappes) et on peut alors avoir des

apports soit par diffusion du gaz (depuis le sédiment vers l'eau de surface sans transfert d'eau ; F_{dif} , fig 1), soit par l'existence d'échanges hyporhéiques (transfert d'eau contenant du ^{222}Rn ; F_h , fig 1). Enfin, si des sources ou des affluents sont présents en surface dans la portion de rivière étudiée, elles doivent bien sûr être prises en compte (Source surface, fig 1).

S'il n'y a pas d'apports souterrains, la diminution amont-aval du ^{222}Rn peut être rapide à cause du dégazage et de sa courte période radioactive. Le signal apporté par les eaux souterraines ne s'accumule donc pas longitudinalement et chaque nouvel apport peut potentiellement être quantifié sans effet mémoire.

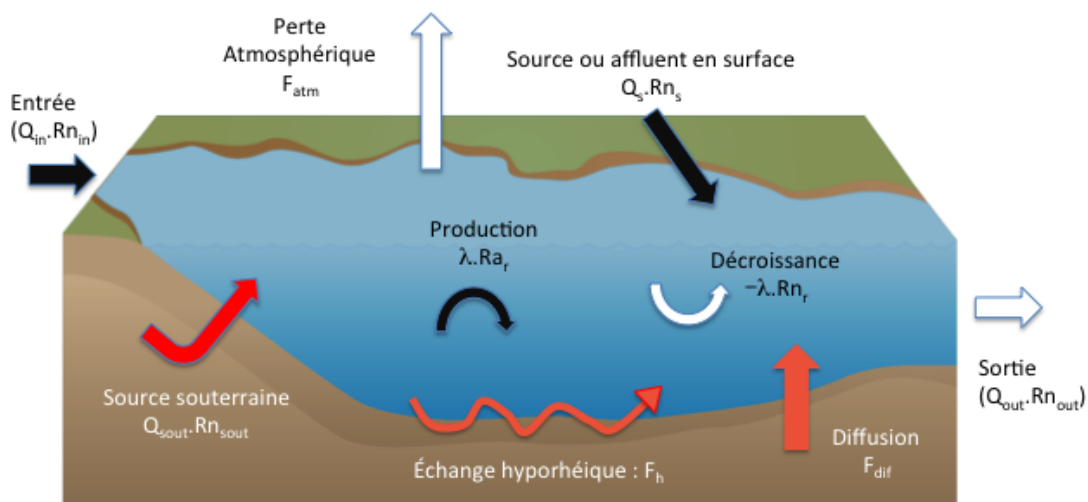


Figure 1: Termes du bilan de masse du ^{222}Rn dans une portion de rivière. Voir texte pour détail. Rn : activités de l'isotope dans les différents réservoirs. Q : débit d'eau. F flux de ^{222}Rn indépendant des échanges d'eaux.

Pour une substance chimique, l'établissement d'un bilan de masse à l'état stationnaire dans un système revient à considérer qu'il n'y a pas de variations dans le temps des concentrations. Ce bilan stationnaire pour le ^{222}Rn dans le fleuve peut se faire sur une portion délimitée, et il permet alors de définir les flux entrants (entrée amont, production du ^{226}Ra , diffusion du sédiment ou échanges hyporhéiques, sources en surface et eaux souterraines) et sortants (décroissance, départ vers l'atmosphère, sortie aval). La détermination de tous ces flux permet d'évaluer un inconnu (F_{sout} en Bq/s), le flux de ^{222}Rn issu des eaux souterraines. Si les activités de ^{222}Rn dans les eaux souterraines sont mesurées en parallèle, ce flux peut être converti en flux d'eau selon : $F_{sout} = Q_{sout} * Rn_{sout}$

Une telle approche a été largement utilisée pour évaluer les échanges d'eaux en zone côtière, mais elle commence tout juste à être adaptée pour les études en rivières. Une difficulté majeure pour les rivières est d'être capable de dissocier les apports d'eaux souterraines réelles de ceux issus de simples échanges hyporhéiques (supposés négligeables en zone côtière ou

alors quantifiés comme un ensemble). Cet aspect est discuté plus loin dans le rapport. D'un autre côté, même si la quantification s'avère difficile, des informations intéressantes sur la localisation des apports peuvent être attendues de la simple étude des profils d'activités le long d'une rivière.

II.B Modèles conceptuels pour les karsts

Les principes ci-dessus expliquant les activités de ^{222}Rn dans des eaux souterraines peuvent se compliquer dans le cas de karst pour deux raisons.

Premièrement, si les calcaires contiennent peu de ^{226}Ra (50-70 Bq/kg de roche, Adinolfi-Falcone et al. 2008), il n'en va pas de même des remplissages argileux de type « terra rossa » que l'on retrouve en surface (sol) ou dans certains conduits et qui induisent des teneurs plus élevées dans les eaux au contact. Molinas-Porrás et al (2017) et Savoy et al (2011) expliquent ainsi des augmentations de ^{222}Rn observées dans le temps sur des sources karstiques, en invoquant des apports rapides d'eaux issues du sol après de fortes pluies. La figure 2 reproduit le modèle conceptuel proposé par Savoy et al (2011).

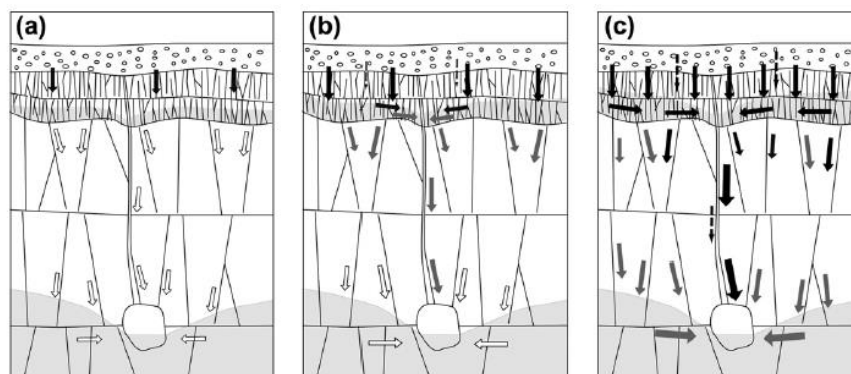


Fig. 9. Conceptual model of flow and ^{222}Rn transport in karst aquifer during small (a), medium (b) and large (c) flood event. The figure illustrates the situation when maximum ^{222}Rn activities are reached for a given event. White arrows: water with limestone ^{222}Rn activity level; Black arrow: water with soil ^{222}Rn activity level; grey arrows: water with intermediate ^{222}Rn activity level; dashes arrow: event water.

Figure 2: Modèle conceptuel d'alimentation en eau d'un karst déduit de l'analyse des évolutions temporelles en ^{222}Rn de l'eau souterraine. L'intensité du blanc au noir dans les flèches correspond à un augmentation des activités (blanc= eau en équilibre avec les carbonates; noir= eau en équilibre avec le sol). Savoy et al, 2011.

Deuxièmement, le temps de transfert des eaux va jouer de deux manières. Un temps de transfert rapide à travers des fissures va limiter la décroissance du ^{222}Rn , et donc permettre l'arrivée d'eaux enrichies si elles viennent du sol comme dans la figure 2. D'un autre côté, ce temps de transit rapide limite le temps de contact avec l'encaissant. Dans le cas où l'apport d'eau provient de pluie n'ayant pas eu le temps de s'équilibrer avec le sol (et donc à teneur en ^{222}Rn quasi nulle), on observera alors des eaux à faibles activités de ^{222}Rn lors des périodes de

recharge, et à forte activités lors des périodes sans recharge permettant un temps d'équilibre plus long. C'est ce que propose Adinolfi-Falcone et al (2008) et Spizzico et al (2005) dans leur modèle conceptuel.

Il n'existe donc à ce jour aucun modèle conceptuel pour expliquer les activités de ^{222}Rn qui soit valable pour tous les types de karsts. Les différences de système d'alimentation en eau et les temps de transit et d'équilibre avec l'encaissant sont des paramètres majeurs qui peuvent varier d'un site à l'autre, et qui peuvent expliquer les variations temporelles de ^{222}Rn dans les sources. **Cependant, il est important de noter que le travail présenté ici est indépendant de ceci puisqu'il a été mené sur deux campagnes de mesures dans des conditions d'alimentation en eau similaires. Nous ne nous sommes pas intéressés aux variations temporelles mais aux variations spatiales, et les observations et calculs présentés ici sont donc valables, à tout le moins pour les conditions hydrologiques régnant lors de ces études.**

III - Zone d'étude et campagnes de terrain

La zone d'étude (Fig 3) correspond au plateau karstique de Méjannes-le-Clap. Elle s'étend de Tharoux à l'Ouest jusqu'à La Bastide à l'Est. La Cèze connaît des pertes importantes à l'amont de Tharoux, puis elle est réalimentée progressivement vers l'aval par des sources connues en surface, et probablement par des apports souterrains dont la localisation et la quantification font l'objet de recherches de la ZABR.

Plusieurs campagnes de terrain ont été réalisées entre 2015 et 2016 pour réaliser l'ensemble des prélèvements :

- 14 sources connues en surface,
- 2 profils d'activités de ^{222}Rn dans la Cèze depuis Pont-de-Tharoux jusqu'à La bastide,
- 4 prélèvements d'eaux interstitielles dans deux méandres à galets.

Les deux campagnes les plus importantes ont été conduites en Juin 2015 et Juin 2016, en collaboration avec l'École des Mines de Saint Étienne qui a acquis notamment des données de débit, de température, conductivité et de chimie. Les données de ^{222}Rn obtenues dans la rivière pour ces deux campagnes étant bien reproductibles (cf description des résultats), elles seront traitées ensemble pour reconstituer un seul profil longitudinal qui serve à la discussion. La localisation des « points kilométriques » ou pk utilisés est fournie en image en annexe 1.

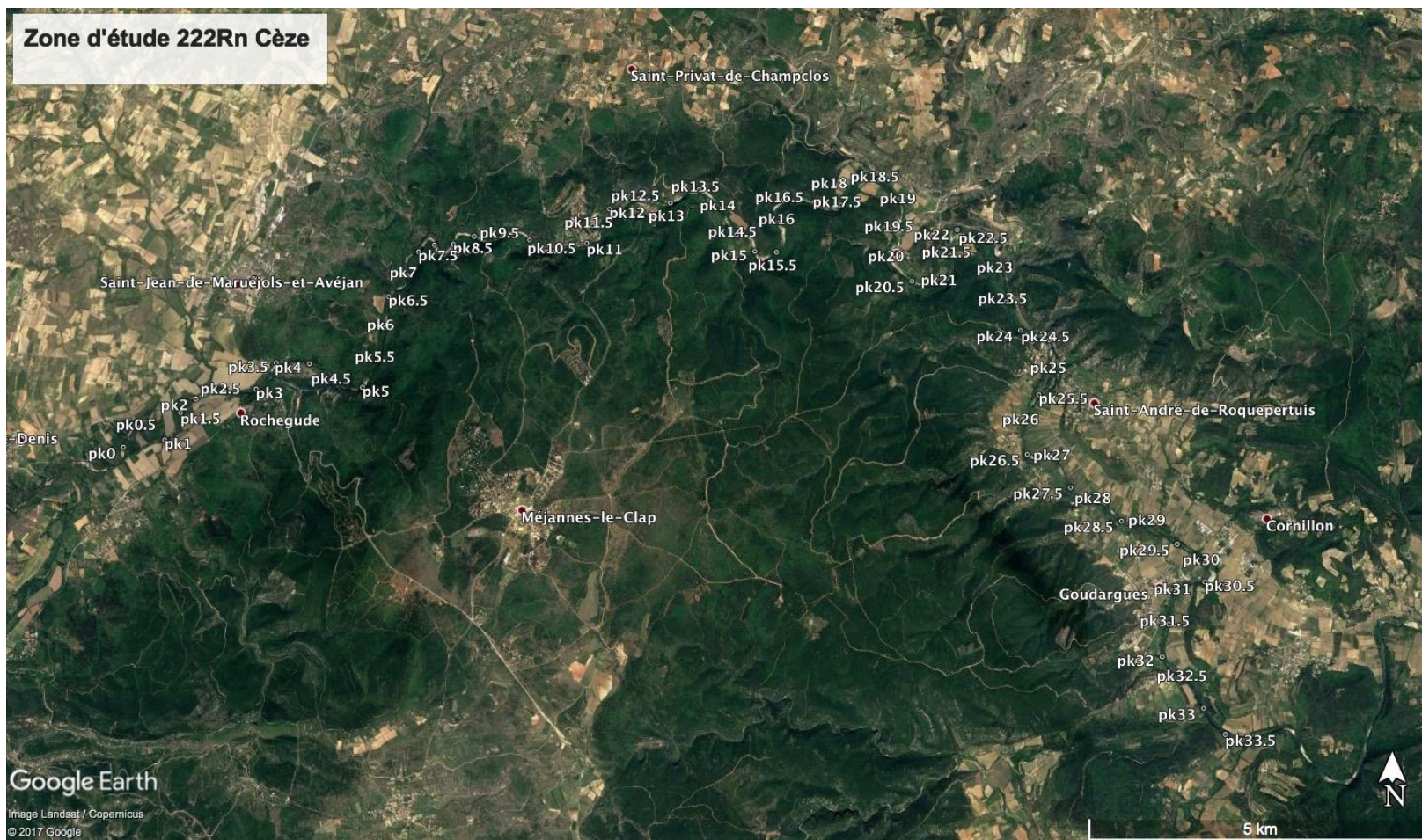


Figure 3: Zone d'étude des apports souterrains dans la Cèze par le ^{222}Rn et localisation des points kilométriques (cf Annexe 1 pour detail). Fond Google Earth.

Z A B R

Zone Atelier Bassin du Rhône

La figure 4 présente un extrait de la carte géologique. Cette zone est connue pour être fortement accidentée par des grandes failles qui découpent le paysage et induisent dans certains cas des résurgences et des pertes. Le ^{222}Rn étant un gaz, les atomes produits en profondeur vont pouvoir se propager le long de ces systèmes de failles comme dans les conduits karstiques, associé (ou non) à des circulations d'eau (il a ainsi été utilisé comme traceur pour prédire l'arrivée de tremblements de terre).

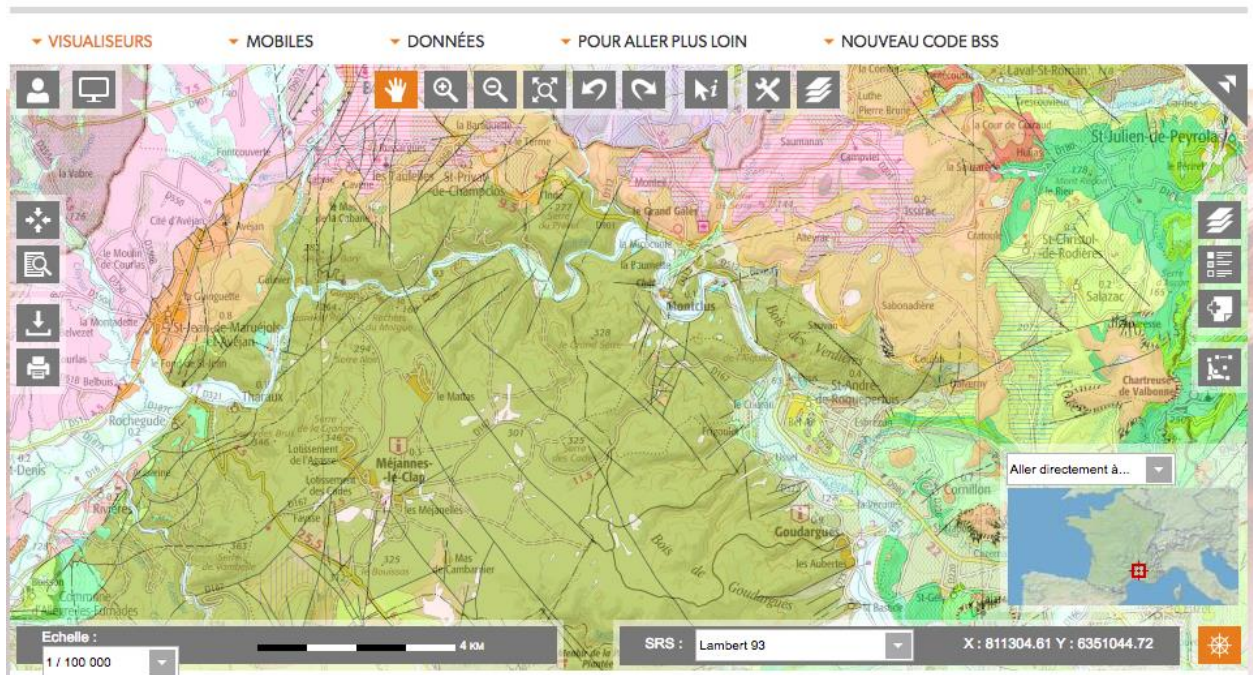


Figure 4: Extrait de la carte géologique de la zone d'étude. www.geoportail.fr, données BRGM.

IV – Méthodes analytiques

IV.A – Appareil de mesure:

Le ^{222}Rn a été mesuré à l'aide de «RAD7», des appareils de comptage développés par la compagnie Durrige Inc. (USA). Brièvement, l'eau qui contient le ^{222}Rn est équilibrée en circuit fermé avec de l'air afin que le gaz dissous passe en phase gazeuse. Le coefficient de partage entre ces deux phases est contrôlé uniquement par la température de l'eau (pour référence, il y a à 25°C 75% du ^{222}Rn présent dans l'air, 25% restant en phase dissoute).

Le RAD7 est constitué d'une pompe, une cellule interne contenant un détecteur alpha à semi-conducteur implanté d'ions, un préamplificateur, un amplificateur et un microprocesseur qui relève le signal et le stocke dans la mémoire. Les isotopes du ^{222}Rn pénètrent par un circuit d'air dans la cellule où ils décroissent en produisant des isotopes du polonium (^{218}Po , élément fils) qui sont repoussés par un champ électrique vers le détecteur alpha au centre de la cellule. Lorsqu'une particule alpha issue de la désintégration d'un isotope du polonium se retrouve à la surface du détecteur, elle le frappe et produit une impulsion de charge proportionnelle à son énergie. Cette impulsion est transformée en signal électrique que le circuit électrique et le microprocesseur du RAD7 amplifient et conditionnent pour l'enregistrer dans la mémoire interne. L'accumulation des signaux produit un spectre proportionnel à la quantité de particule alpha, qui va ensuite être utilisée pour calculer les activités (exprimées en Bq/m^3) du ^{222}Rn initial. Un logiciel de traitement va permettre de corriger les données pour prendre en compte l'humidité de l'appareil, le volume d'eau utilisé et le délai entre le prélèvement et le comptage.

IV.B – Systèmes de prélèvements

Le RAD7 permet de mesurer le ^{222}Rn à partir de petits volumes d'eau prélevés dans des bouteilles adaptées (2L ou 2.5L) ou à partir d'un pompage en continu.

Dans le premier cas, les intérêts sont que l'on peut travailler sur des volumes restreints (issus d'eaux interstitielles par exemple) et réaliser la mesure plusieurs heures après le prélèvement puisque les bouteilles peuvent être stockées. On ne dispose par contre que de mesures ponctuelles, et les erreurs analytiques de mesures sont importantes sur les plus petits volumes. Typiquement, le nombre de prélèvements par bouteille de 2L dans les gorges de la Cèze a du être limité et contraint par les accès disponibles pour rejoindre la rivière en voiture et récupérer ainsi les prélèvements faits par canoë. La photo 1 montre le système de mesure en acquisition. Enfin, il faut faire attention lors du prélèvement à ne pas perdre par dégazage le ^{222}Rn , ce qui peut être le cas pour certaines sources s'il existe un contact entre l'air et l'eau avant le point de prélèvement. Le mieux est alors de pouvoir réaliser un prélèvement à l'aide d'une pompe insérée dans la source et connectée à la bouteille. L'incertitude analytique des résultats est de l'ordre de 5% (2σ) basé sur le comptage du ^{218}Po pour des échantillons de 2 litres avec une activité d'environ 2000 Bq/m^3 . L'incertitude augmente à environ 15% (toujours 2σ) pour des échantillons de 200 Bq/m^3 . Les expériences effectuées sur des duplicats d'eaux bien homogénéisés montrent que l'incertitude due à l'échantillonnage est inférieure à celle due au comptage.

Pour le pompage en continu, deux RAD7 ont été installés dans une embarcation légère avec une pompe permettant de prélever l'eau en continu (Photo 2). L'eau circule à un débit de 3-4 litres par minutes dans une chambre de nébulisation où la phase gazeuse est extraite et

envoyée vers le détecteur. L'avantage est de disposer ici d'un profil « en continu » dans la rivière. Cependant, le comptage ne peut se faire que par intégration de mesures sur 10 minutes de temps correspondant à un « bloc ». Chaque valeur de bloc intègre donc les activités sur plusieurs centaines de mètres, cad la distance couverte par le bateau en 10 minutes). Enfin, la valeur d'activité d'un bloc est décalée dans le temps par rapport au prélèvement à cause du temps nécessaire à l'équilibration air/eau dans la chambre. Ce temps de décalage est de l'ordre de 10 ou 15 min, soit environ 1 bloc. Lors d'un suivi en bateau, l'eau est prélevée continuellement et la valeur d'un bloc est associée aux positions GPS du bateau lors du trajet effectué sur les 10 minutes précédentes. Ce décalage entraîne des inexactitudes sur l'emplacement exact du point géographique où l'on reporte la valeur (positionné au milieu d'un bloc). Compte tenu du temps de comptage limité pendant la navigation, l'incertitude analytique de ce système est naturellement plus importante qu'avec les bouteilles (environ 25% pour une eau de 200 Bq/m³). Cette moins bonne précision est compensée par l'avantage de pouvoir identifier directement « sur le terrain » les zones avec de fortes variations de radon.

Toutes les valeurs d'activité de ²²²Rn présentées par la suite ont été corrigées de l'ensemble des paramètres nécessaires : température de l'eau, délai entre prélèvement et comptage, décalage en mouvement. Elles sont donc toutes comparables. Des comparaisons ont aussi été faites entre les systèmes de prélèvements pour vérifier qu'ils fournissent des mêmes valeurs d'activités. Ce point est discuté dans la partie suivante.



Photo 1 : Système de mesure du ²²²Rn à partir de prélèvement par bouteille.



Photo 2 : embarcation équipée pour l'analyse du ²²²Rn en continue (pompe visible sur l'arrière)

V – RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS

La figure 5 présente une comparaison entre les activités mesurées par pompage continu et prélèvement par bouteille sur un tronçon de rivière. Ces activités étant bien comparables, nous avons compilé l'ensemble des données pour établir un seul profil longitudinal représentatif qui est utilisé pour l'interprétation et les calculs.

V.A – Données sur les sources :

14 sources différentes ont été mesurées depuis la source des Fées (Tharoux) jusqu'à celles de La Bastide. Les activités sont reportées en figure 5 et tableau 2. Le nombre de prélèvements pour chacune varie entre 1 et 3 sur la période 2015-2016. La figure 5 présente les activités en fonction des valeurs de conductivité électrique.

Sources	pk	Date	Commentaire	Conductivité ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)	Débit (L/s) Mai 2015	^{222}Rn (Bq/m^3)	Incerti tude 2σ (Bq/m^3)
Fées	5,5	19/05/15	grotte	609	14,0	50	1184	75
Fées		31/05/16	grotte	601			796	79
Vanmâle	8,5	19/05/15	grotte	643	13,78	0	2007	104
Canet	8,9	19/05/15	grotte	464	14,57	137	2673	117
Monteil	17,2	10/03/15	Source	524			2293	111
Monteil		10/06/15		503		279	2287	93
Monteil		30/05/16		500			1893	128
Moulin	20	19/05/15		398	16,1	107	2450	108
Moulin		31/05/16		366			2498	136
Baumes	22,2	19/05/15	source captée	459	13,5	150	6326	185
Baumes		30/05/16	source captée	500			4951	167
Marnade	24,3	19/05/15	Vasque	621	13,7	39	351	43
Marnade		31/05/16	Vasque	604			196	35
Marnade - confluence		31/05/16	Vasque	598			188	31
Ussel	27,8	19/05/15	source véritable plus en amont	536	14,4	194	2065	100
Ussel		31/05/16	source	511			475	59
Ussel -		31/05/16	rivière	498			1335	109

confluence								
Fabrique	28,2	31/05/16		451		70	538	53
Fabrique - confluence		31/05/16		455			371	48
Goudargues		19/05/15	Place Village, rivière	485	15,1	287	1487	83
Goudargues		31/05/16	Place Village, rivière à l'opposé de la source	448			918	81
Goudargues - confluence	31,8	31/05/16	rivière	448			1446	109
Bastide froide - château	32,8	10/03/15	Contrebas mur	591	15,6	205	1805	105
Bastide froide - château		30/05/16	Contrebas mur	632			944	83
Bastide froide - résurgence		30/05/16		606			1558	100
Bastide chaude		10/03/15		542	21,4	2	1521	98
Bastide chaude		30/05/16		500			8930	223
<i>Esbrezun</i>		30/05/16		650			13442	271
<i>Bernasse</i>		31/05/16	<i>Vasque</i>	650			2149	113

Tableau 2: Activités en ^{222}Rn , conductivités et températures des eaux de sources. Les débits mesurés en Juin 2015 par Ré-Bahaud et al sont reportés à titre indicatif. Les sources en italique ne participent pas directement à l'alimentation de la Cèze.

Les activités de ^{222}Rn dans un aquifère sont contraintes par plusieurs paramètres : 1) les teneurs en radium (isotope père producteur de ^{222}Rn) des roches encaissantes ; 2) la capacité d'émanation du ^{222}Rn liée à la porosité du milieu, 3) le temps de résidence des eaux qui doit être assez long, i.e. supérieur à environ 15 jours pour que le ^{222}Rn dissous dans l'eau soit proche ou en équilibre avec la quantité de radon qui émane des roches. En effet, l'activité du radon dans l'eau en contact avec les roches augmente dans le temps selon une courbe exponentielle donnée par la relation $Rn_t = Rn_{eq} (1 - \exp(-\lambda t))$, avec Rn_t activité au temps t de contact de l'eau avec les roches, Rn_{eq} valeur de l'activité à l'équilibre et λ constante de désintégration du radon. A partir d'une activité initiale de zéro, la teneur d'équilibre Rn_{eq} est atteinte après un temps de contact de 24 jours, mais elle est déjà presque atteinte au delà de

15 jours (environ 90% de Rn_{eq}). Le temps de contact avec la roche est donc une contrainte dans le contexte de ce bassin versant, puisque des temps de transit de l'ordre de 10, 15 et 17-18 jours ont été déterminés pour les sources de Fond Canet, Monteil, et Les Baumes respectivement (J. Ré-Bahaud). Dans certain cas, il se pourrait donc que les eaux qui pénètrent l'aquifère et en ressortent n'aient pas eu le temps de s'équilibrer totalement avec le ^{222}Rn produit.

Les teneurs de ^{226}Ra dans la roche et la porosité sont les premiers facteurs de contrôle de l'activité Rn_{eq} . Cette valeur est plutôt constante pour une formation ou pour aquifère donné. Par exemple, les calcaires marins mésozoïques ont typiquement des activités Rn_{eq} autour de 2500 Bq/m³ (base de données obtenue sur des travaux réalisés en : région PACA, Corse, Normandie, Angleterre, Espagne (Minorca, Cartagena, Rosas) Maroc et Italie). Les calcaires proches de formations évaporitiques (ex la base des calcaires dolomitiques du Lias étant sur les évaporites du Trias Provençal à l'est de Saint Maximin la Sainte Baume) ont des teneurs plus élevées (15000-25000 Bq/m³). Les aquitards formés par des « sablons » granitiques altérés ou les eaux au contact d'argilites (paléosols) peuvent atteindre des teneurs encore plus élevées (exemple 45 000 Bq/m³ à Rosas, Espagne). Ces données issues de nos travaux personnels sont en correspondance avec les exemples du tableau 1.

Par ailleurs, le prélèvement du ^{222}Rn dans les sources peut être altéré si l'eau a été en contact avec l'atmosphère. Ceci a pu se produire lorsque nous avons du prélever dans une partie en rivière (ex : la source directe est inaccessible à Goudargues), dans des vasques ou des grottes. Il n'y a dans ce cas aucune correction possible pour obtenir la valeur réelle du ^{222}Rn dans l'aquifère. Ceci n'a finalement pas d'importance sur le calcul des flux puisque la valeur mesurée correspond bien à celle injectée dans la rivière, mais l'interprétation de la signature des eaux souterraines à partir du ^{222}Rn peut être faussée.

Pour bien prendre en compte l'activité des eaux souterraines « entrantes » dans la rivière, des mesures ont aussi été faites à la confluence de certaines sources qui étaient éloignées de la rivière (Marnade, Fabrique, Goudargue et Ussel).

La répétabilité dans le temps des valeurs est satisfaisante (Tab 2), excepté pour Bastide Chaude et Ussel. Pour toutes les autres les variations temporelles sont souvent supérieures aux barres d'erreurs, mais elles sont systématiquement plus faibles que les variations entre les sources. **On pourra donc considérer des valeurs moyennes comme termes d'entrée pour les eaux souterraines pouvant être injectées dans la Cèze.**

Plusieurs points peuvent être notés à partir de ces valeurs :

- 1) Il n'apparaît pas de relation entre conductivité et activités en ^{222}Rn . Cette absence n'est pas surprenante car ces activités dépendent des paramètres cités ci-dessus qui ne jouent pas sur la conductivité : teneurs des roches en éléments père radioactif, porosité et temps de résidence des eaux dans l'aquifère. Par ailleurs, le ^{222}Rn peut être appauvri par perte vers l'atmosphère, et dans certains cas enrichi par des apports gazeux issus des profondeurs (transfert de gaz le long de fracture). Ce dernier cas pourrait expliquer la forte variation observée sur Bastide Chaude, une source directement associée à des processus hydrothermaux. Le ^{222}Rn apporte donc une information « complémentaire » à celle de la conductivité.
- 2) Les sources Vanmalle, Fond Canet, Monteils, Moulin (moyenne $2300\pm 275 \text{ Bq/m}^3$) montrent des activités typiques des eaux en équilibre avec des calcaires (cf ci-dessus). Ces sources sont dans le secteur des calcaires du Crétacé inférieur à faciès urgonien de la rive gauche, dans la partie des gorges. Selon les précédentes expériences de traçage et les données géochimiques, elles sont alimentées en grande partie ou totalité par les pertes dans la rivière. Cette valeur moyenne peut être utilisée pour calculer l'activité de ce pôle eau souterraine, car il s'agit d'un aquifère connu pour être saturé.
- 3) La source des Fées à l'entrée des gorges en rive droite est significativement plus appauvrie, et les teneurs y sont très proches de celles de la rivière et des sources aval (cf ci-dessous). Ceci traduit sans doute une différence d'alimentation (déjà démontrée par traçage), mais le prélèvement de cette source est à considérer avec précaution car il ne s'agit pas d'une source directe mais d'une vasque dans une grotte, et le ^{222}Rn a pu y dégazer. Ce dégazage est possible également en amont car des reconnaissances spéléologiques ont démontré l'existence d'écoulements libres sur un certain nombre de portions (L. Cadillac, comm. perso.).
- 4) Les sources aval (Ussel, Fabrique, Goudargues, Bastide froide) montrent des activités significativement plus basses qu'à l'amont, particulièrement pour l'année 2016 (moyenne $1177\pm 565 \text{ Bq/m}^3$). L'année 2016 s'est caractérisée par des niveaux piézométriques bas et certaines sources étaient taries durant la mission (Vanmalle, Canet, Force Male, Foulatier). Ce changement est bien visible sur la figure 5 avec une variation nette d'activité amont-aval qui peut avoir différentes explications. La première est un changement d'alimentation, que les travaux précédents de la ZABR (Ré-Bahaud 2016) soulignent effectivement entre Marnade et Ussel. L'amont est en régime karstique de type jurassien avec un réseau de drainage au dessus des exutoires et des écoulements à

surface libre, tandis qu'à l'aval on passe en régime karstique de type vauclusien avec un réseau de drainage en dessous des exutoires et des écoulements en charge, sous une couverture imperméable (Crétacé supérieur). Une autre possibilité est un passage à un calcaire ayant une valeur de Rn_{eq} inférieure, à cause par exemple d'une différence de teneur en radium dans la roche ou de la capacité d'émanation du radon (porosité plus faible). Dans les deux cas, les encaissements sont contrastés.

- 5) La source de Marnade se démarque par une très faible activité. Elle peut-être associée à sa position au niveau de la variation hydrogéologique citée ci-dessus, mais elle est très probablement influencée par le fait que l'on est en présence d'une "rivière" souterraine dans laquelle du dégazage a pu se produire en amont de la vasque de sortie (Jolivet, comm. perso. et coupe topographique sur le site www.plongeesout.com montrant l'existence de cavités en amont)
- 6) Les sources des Baumes et d'Esbruzun se démarquent par des activités bien plus élevées. De par leur localisation, elles pourraient être affectés par des signatures des terrains tertiaires (oligocène) qui présentent des lithologies plus détritiques, marneuses et souvent plus riches en uranium-radium, donc productrices de ^{222}Rn . Il est impossible de se prononcer plus avant, mais cette différence d'activité indique clairement qu'elles sont alimentées par des natures de contribution différentes des autres sources et que **la source des Baumes se distingue donc des sources amont en rive gauche**. Le traçage de Juillet 2015 a montré que ces sources de rive gauche (Fond Canet, Monteil, Baumes) étaient alimentées par l'eau de la rivière (via la perte de Rochevide), mais que celle des Baumes recevait en plus des eaux d'une autre origine entraînant une dilution du traceur. Si c'est bien le cas, les eaux créant cette dilution doivent donc être encore plus riches en ^{222}Rn , afin que le mélange avec celles de la rivière donne les activités trouvées ici.

Pour conclure, les activités en ^{222}Rn des sources montrent des variabilités spatiales en accord avec les autres données géochimiques traitées par ACP (Ré-Bahaud et al., Eurokarst 2016). Les sources en rive gauche dans les gorges se démarquent par des activités fortes, avec une alimentation différente pour les Baumes. Toutes les sources aval à partir d'Ussel ont des activités plus faibles (Bastide chaude exceptée pour cause d'hydrothermalisme). Les Fées et Marnade, en rive droite dans les gorges, se démarquent par des activités faibles comparées aux eaux circulant en rive gauche (mais ceci peut être du à un dégazage avant leur résurgence).

Z A B R

Zone Atelier Bassin du Rhône

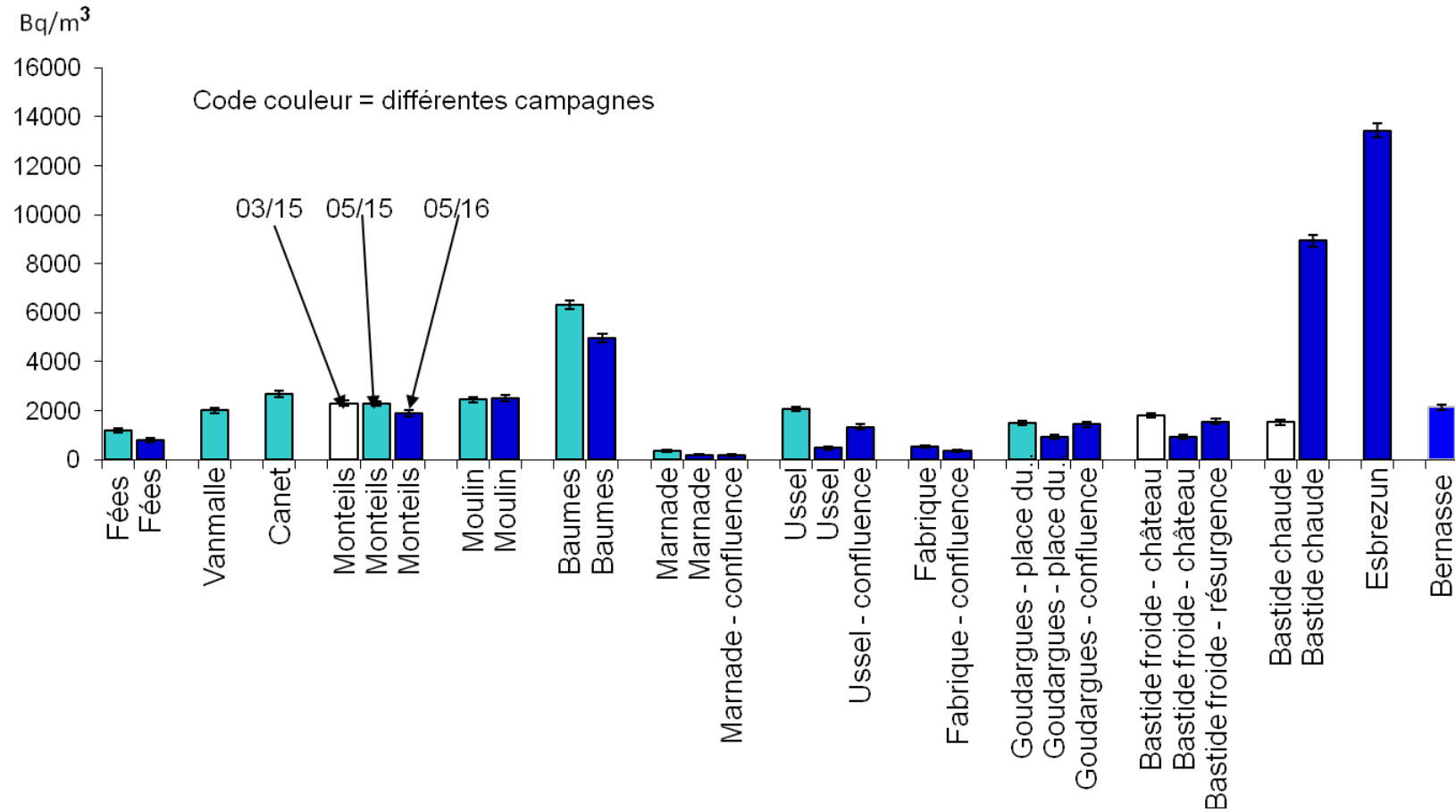


Figure 5: Activités en ^{222}Rn (Bq/m³) des sources alimentant ou avoisinant la Cèze dans la zone d'étude. L'erreur analytique est indiquée par la barre d'erreur. Les couleurs font référence aux campagnes de prélèvements (Mars et Mai 2015, Juin 2016). Les sources sont représentées d'amont en aval de gauche à droite.

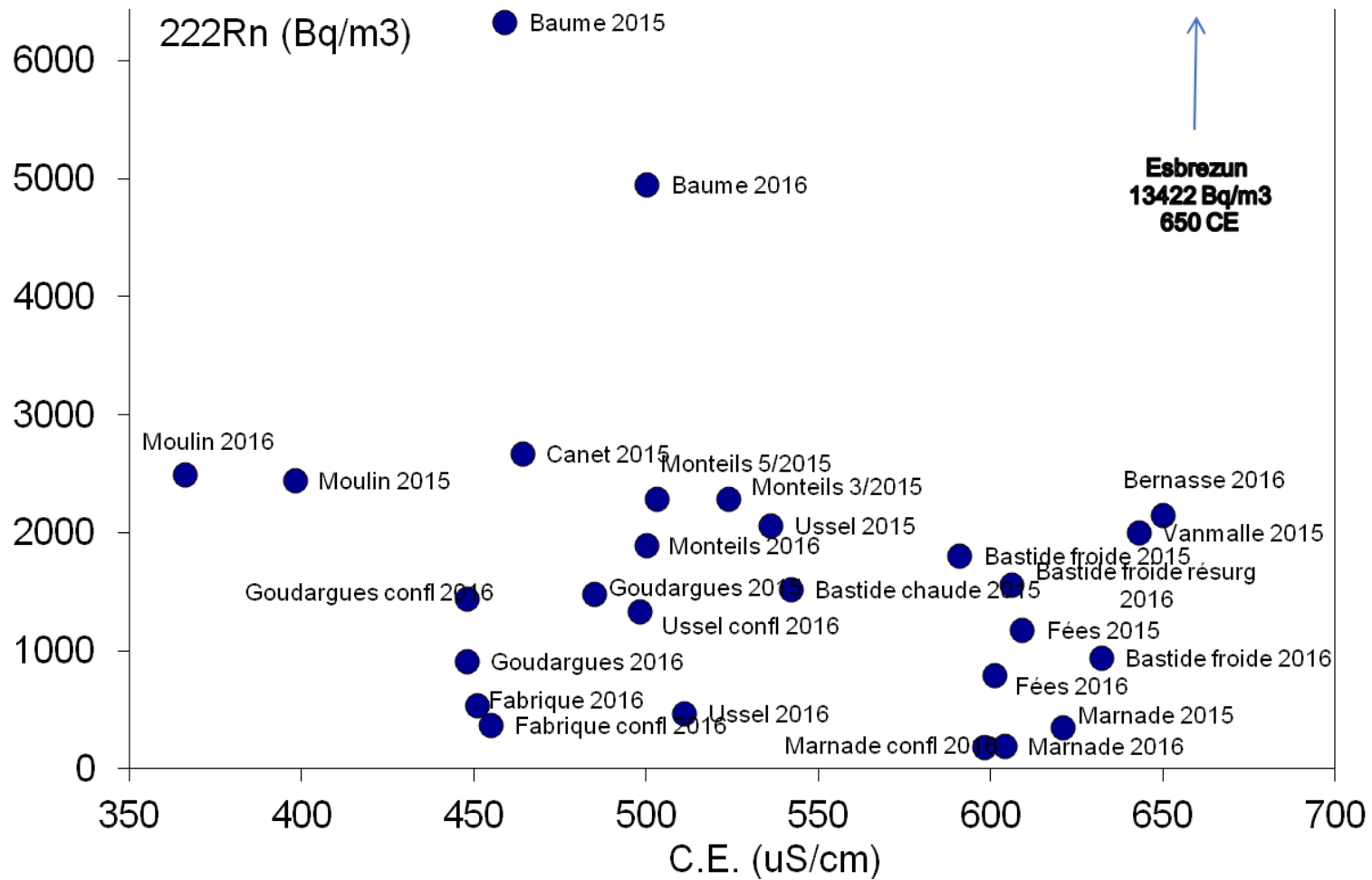


Figure 6: Activités en ^{222}Rn (Bq/m^3) des sources alimentant ou avoisinant la Cèze dans la zone d'étude en fonction de la conductivité électrique.

V.B Échanges hyporhéiques

Les échanges hyporhéiques au sein des galets ou des sables tapissant le fond des rivières sont extrêmement difficiles à évaluer. Le ^{222}Rn peut être un traceur intéressant pour ceci car, à la différence des autres éléments chimiques, ces activités dans les eaux hyporhéiques sont plus élevées que celles de la rivière à cause de la production par l'encaissant et de l'absence de dégazage (ex Tab 1). Il faut cependant un temps de circulation de l'eau entre les sédiments suffisamment long pour qu'elles s'enrichissent en ^{222}Rn (> à 15 j pour l'équilibre eau-encaissant). Lorsqu'ils existent, ces échanges hyporhéiques ont un effet complexe sur le bilan de masse du ^{222}Rn puisqu'ils induisent un apport de ^{222}Rn sans pour autant créer un flux d'eau souterraine direct (il peut s'agir d'une simple recirculation d'eau de la rivière à travers les galets).

A la différence de rivières en tresse où la circulation d'eau entre les galets se fait sur l'ensemble du lit, les zones propices aux échanges hyporhéiques dans la Cèze se limitent aux méandres dans lesquels des plages de galets (et parfois de sables) se sont déposés.

Les études faites sur la chimie et la faune interstitielle de ces bancs par l'équipe UMR 5600 EVS (P. Marmonier) ont cependant révélé que ces échanges existent. Les bancs étudiés entre Tharoux et le PK12 seraient pour l'essentiel soumis à des apports souterrains karstiques probablement plus profonds, caractérisés par une conductivité plus forte que dans la rivière. Pour ceux entre PK12 et la sortie des gorges (PK19), les eaux interstitielles ont une conductivité proche de celle de la rivière, qui suggère que les apports profonds, autres que les échanges hyporhéique surface-souterrain y seraient beaucoup plus limités. La cartographie de ces résultats est donnée en annexe 2.

Nous avons cherché à évaluer les effets possibles de ces échanges sur le bilan de ^{222}Rn en étudiant l'évolution des activités amont-aval sur deux bancs distincts et dans la rivière. Les bancs sélectionnés (figure 7) sont sur le PK10 (banc n°16 faune interstitielle) et le PK13,5 (Plan de Tarris, banc n°24 faune). Sur chacun nous avons prélevé en amont et aval dans la rivière et dans le banc de galet, à l'aide d'un piézomètre spécifique utilisable pour les gaz dissous et implanté temporairement. Malheureusement, la pénétration du piézomètre dans le banc s'est avérée difficile et nous n'avons pas pu multiplier les prélèvements, ce qui nous a empêché de faire des mesures dans la zone amont des gorges. Avant les échantillonnages, l'eau des piézomètres a été purgée pour éliminer la fraction qui pourrait être affectée par la mise en place du piézomètre (dégazage ou introduction de radon libéré par fracturation de galets). Les données sont présentées dans le tableau 3.

Échantillon	Date	Conductivité (mS/cm)	²²² Rn (Bq/m ³)	+/- 2σ (Bq/m ³)
PK 10 - Amont rivière	01/06/16	315	610	59
PK 10 - Aval rivière	01/06/16	315	609	59
PK 10 - Amont - Piézo	01/06/16	287	11479	271
PK 10 - Aval - Piézo	01/06/16	607	14659	341
PK 13,5 - Amont - rivière	01/06/16	314	411	52
PK 13,5 - Aval - rivière	01/06/16	316	413	48
PK 13,5 - Amont - Piézo	01/06/16	320	1829	110
PK 13,5 - Aval - Piézo	01/06/16	313	2014	115

Tableau 3: Activités en ²²²Rn mesurées dans les bancs de galets et la rivière.

Les deux sites montrent une structuration différente en accord avec les observations faites lors de l'étude de la faune interstitielle.

Sur le banc du PK10 (banc 16 faune), les eaux interstitielles ont une signature de conductivité complexe puisqu'elle est supérieure à celle de la rivière en amont mais presque identique à l'aval. Les activités en ²²²Rn y sont très élevées avec les valeurs maximales de toute l'étude. La rivière n'apparaît cependant pas être influencée par ces eaux interstitielles à cette échelle.

Sur le banc du PK13,5, les activités des eaux interstitielles sont elles aussi plus élevées qu'en rivière mais s'approchent de celles des sources avoisinantes. Là encore la rivière ne semble pas être affectée par des apports plus profonds, et les conductivités sont similaires partout.

Les eaux interstitielles du PK13,5 semblent en équilibre avec un encaissant géologiquement proche de celui des sources, tandis qu'il faut obligatoirement pour le PK10 faire intervenir de l'eau issue d'un autre encaissant. Il pourrait en l'occurrence s'agir des dépôts alluvionnaires ayant un pouvoir d'émanation de radon plus important, pouvant être du à une fraction silicatée plus importante issue de l'érosion des massifs cristallins cévenols, fraction que l'on observe effectivement au début des gorges.



Figure 7: Prélèvements pour l'analyse des eaux interstitielles dans les bancs de galets (vert: eau interstitielle; rouge: rivière). En haut banc du PK13,5; en bas banc du PK10. Les PK sont reportés sur les figures.

V.C Transect longitudinal

La mission de Juin 2015 a permis de réaliser un profil longitudinal des activités en ^{222}Rn dans la Cèze, depuis Pont-de-Tharoux jusqu'à la Bastide. Les données ont été obtenues à l'aide de plusieurs techniques (cf chapitre IV.B) et sur plusieurs jours. L'ensemble de ces données est reporté en figure 8 en fonction des pk dont le zéro est à de Pont-de-Tharoux (annexe 1).

Cette figure 8 comprend l'ensemble des points et compile 2015 et 2016. Pour l'évaluation du bilan et une simplification graphique, les données les plus importantes sont reprises spécifiquement en figure 9 et 10. Le profil démarre au niveau de Tharoux (PK 4,5). Pour rappel, la localisation des points mesurés en continu est sujette à erreur compte tenu du système de mesure par bloc (cf chapitre IV.B). Des décalages de quelques dizaines de mètres au maximum entre le point reporté et la réalité terrain sont donc possibles.

Les valeurs de pH, température et potentiel redox ont été mesurées durant cette campagne lors des descentes en canoë. Les données sont reportées en figure 11. Les débits des sources mesurés ou évalués sont dans le Tableau 4.

Z A B R

Zone Atelier Bassin du Rhône

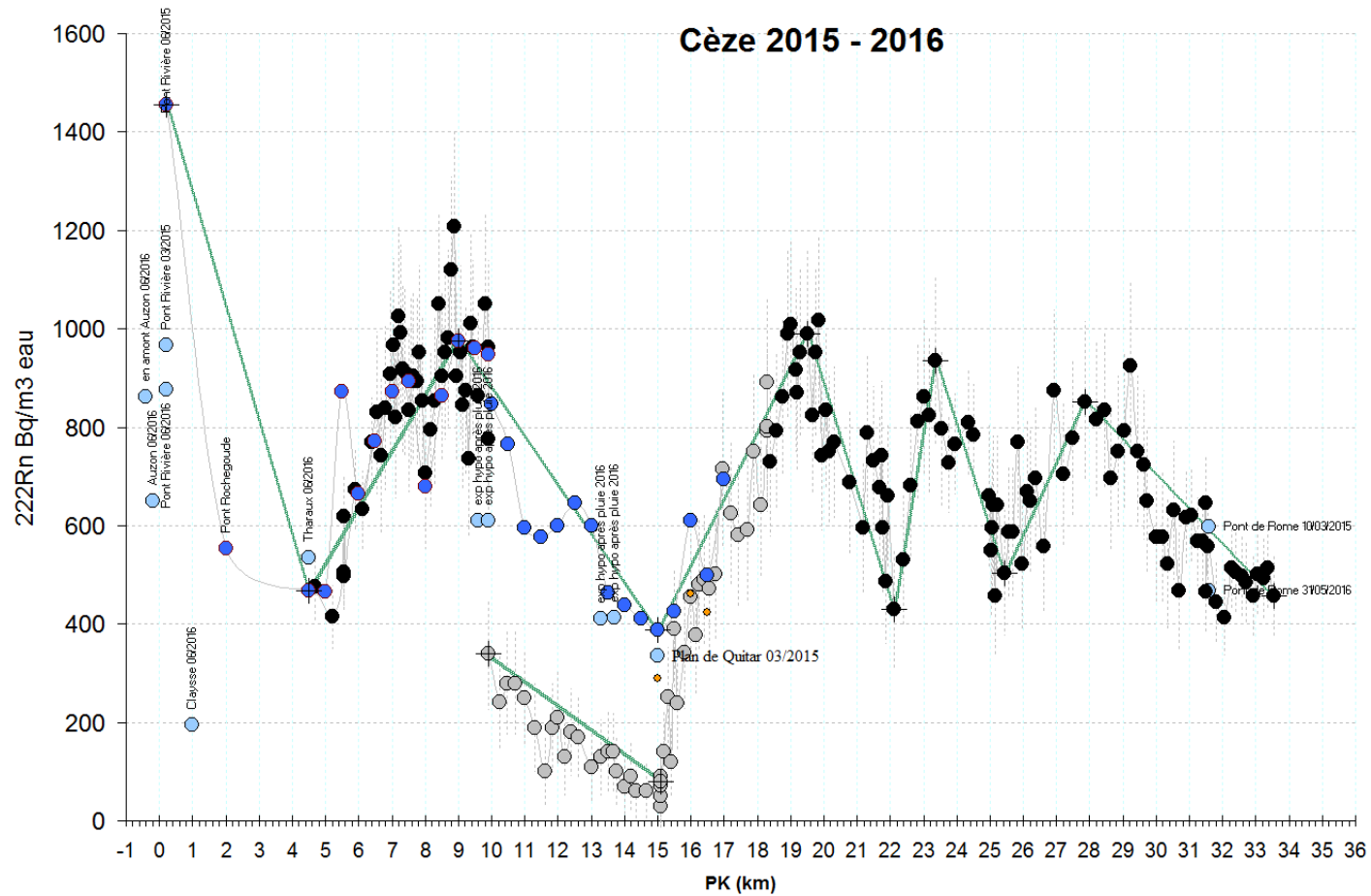


Figure 8: Activités en ^{222}Rn mesurées dans les eaux de la Cèze en 2015 et 2016. Ronds noirs: mesures en continu. Rond gris: mesures en continu après un orage. Ronds bleus: prélèvements par bouteilles (spécifiés pour ceux en dehors de la campagne de Juin 2015)

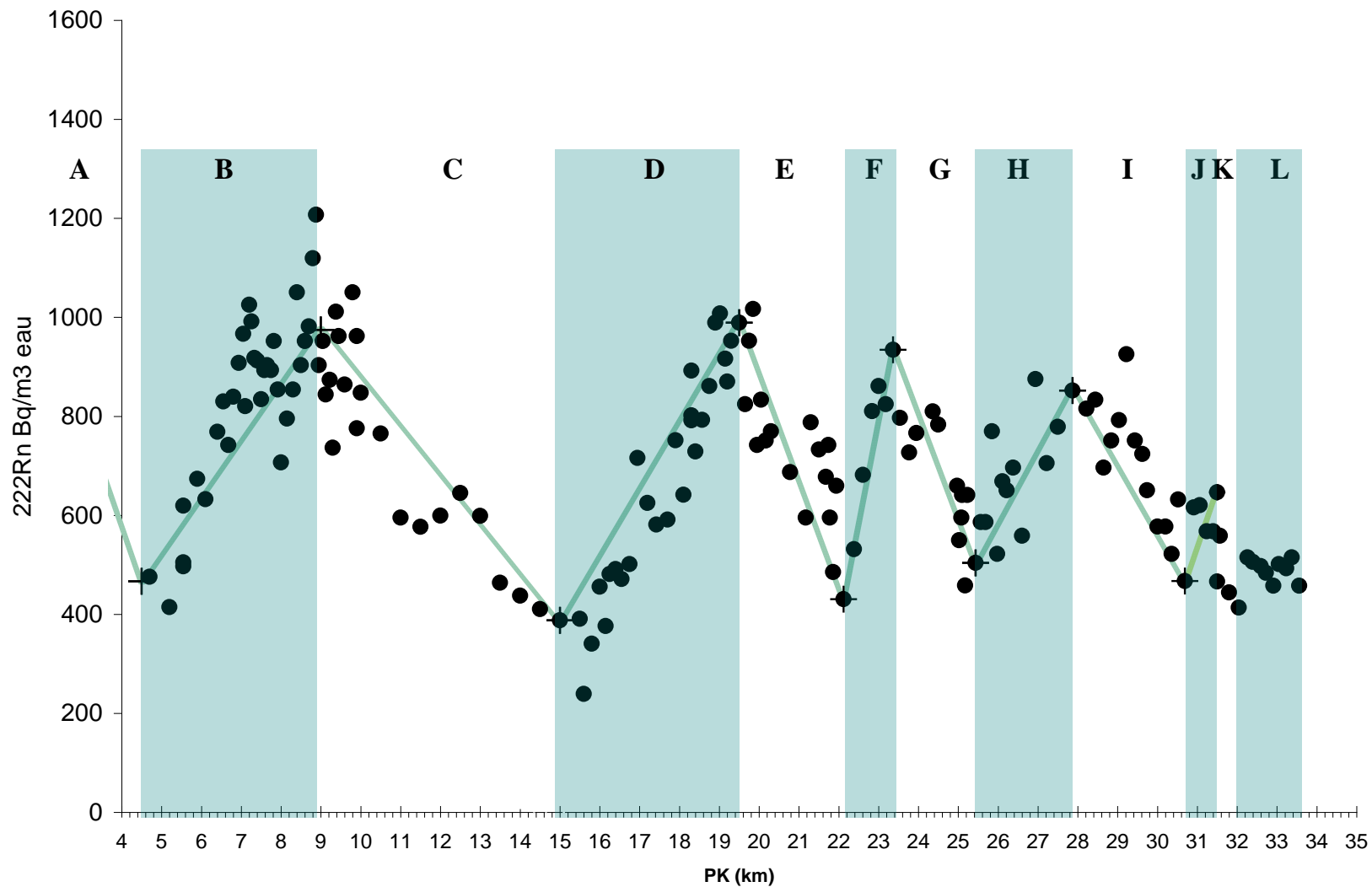


Figure 9: Activités en ^{222}Rn mesurées dans les eaux de la Cèze et sélectionnées comme représentatives d'un transect longitudinal. Le trait vert reproduit la tendance générale sur des secteurs (aplats verts) qui sont commentés dans le texte.

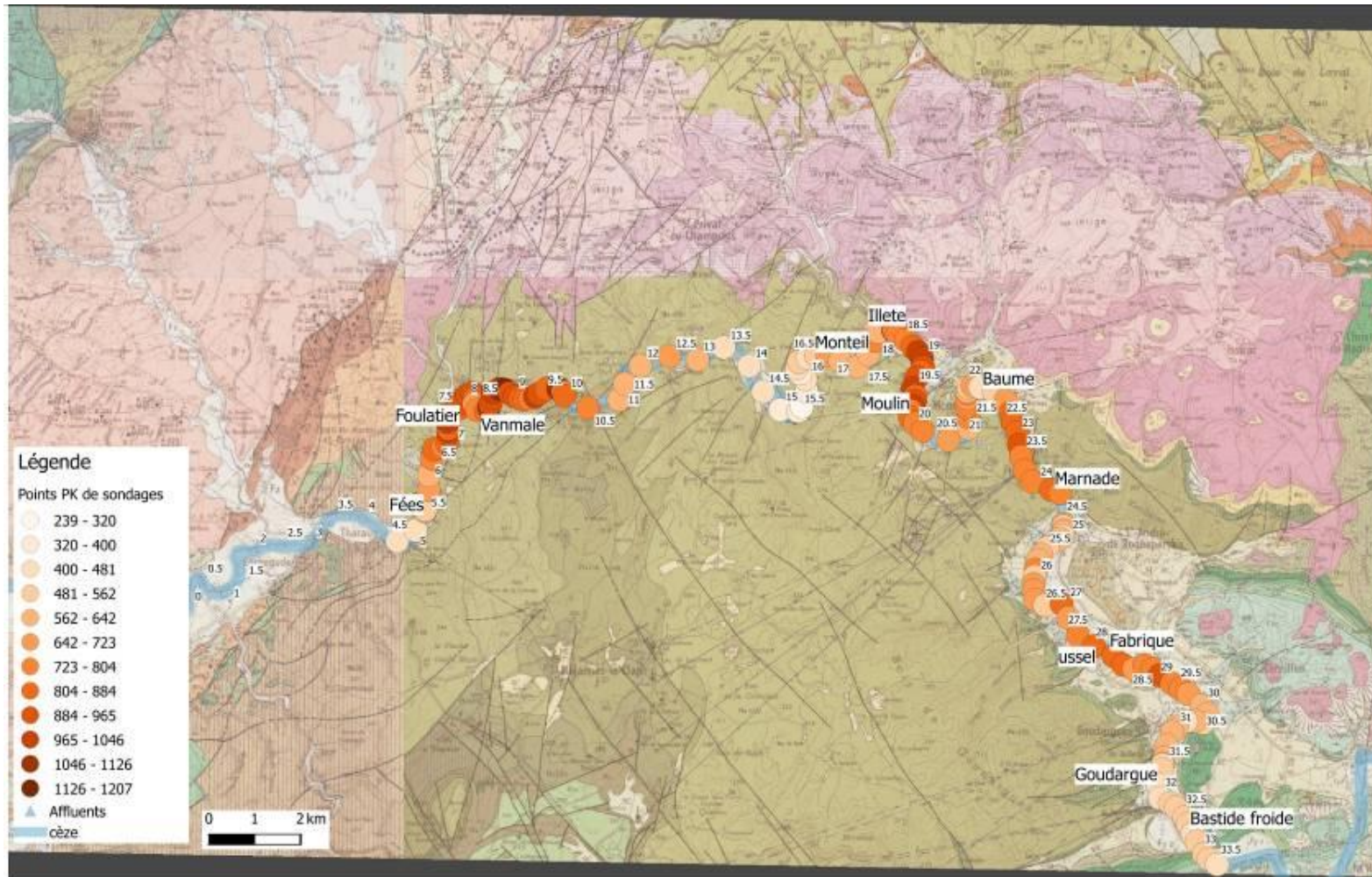


Figure 10: Activité en ^{222}Rn (Bq/m^3) mesurées dans la Cèze. Les chiffres reportés correspondent aux points kilométriques de distance. Fond : carte géologique BRGM.

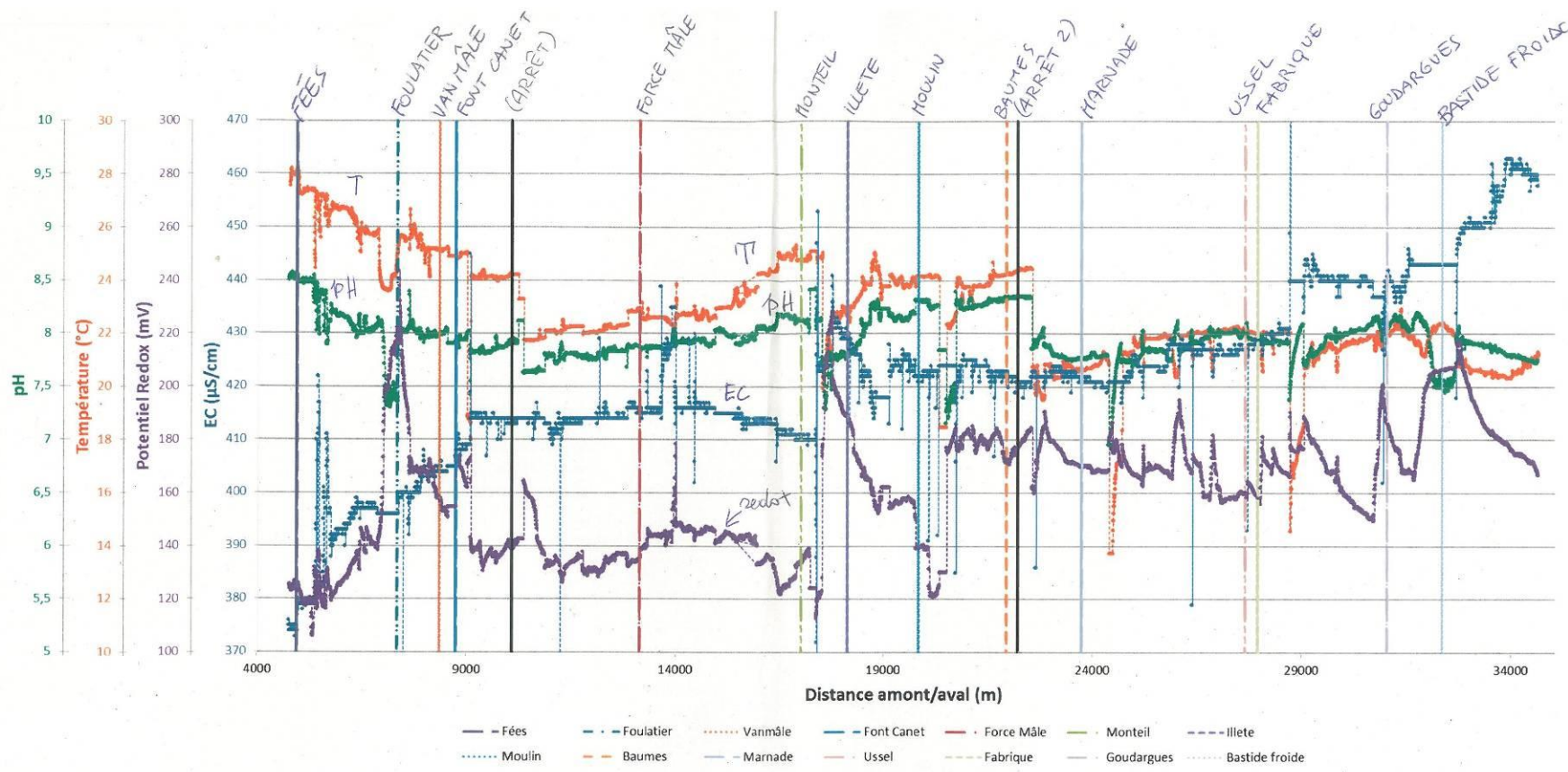


Figure 11: Température, pH, redox et conductivité mesurés le long de la Cèze lors de la mission de Juin 2015. Données Ré-Bahaud J. et al.

Z A B R

Zone Atelier Bassin du Rhône

Source	Date	pk (km)	Q sources (L/s)
Fées	8 ou 9/6/15	5,5	50
Foulatier	8 ou 9/6/15	7,5	5
Vanmâle	8 ou 9/6/15	8,5	0
Font Canet	8 ou 9/6/15	8,9	137
Monteil	8 ou 9/6/15	17,2	278
Illete	8 ou 9/6/15	17,9	60
Moulin	8 ou 9/6/15	20	107
Baumes	8 ou 9/6/15	22,2	150
Marnade	8 ou 9/6/15	24,3	39
Ussel	8 ou 9/6/15	27,8	194
Fabrique	8 ou 9/6/15	28,2	70
Goudargues	8 ou 9/6/15	31,8	287
Bastide froide	8 ou 9/6/15	32,8	205

Tableau 4: Débits des sources durant la campagne de Juin 2015. En italique débit estimé mais non mesuré. Données J. Ré-Bahaud.

Les activités mesurées dans la Cèze varient entre 400 et 1000 Bq/m³. A titre de comparaison, elles sont nettement plus élevées que celles du Rhône (secteur Donzère - Pont Saint Esprit), qui varient entre 70 et 150 Bq/m³ environ, ce qui atteste d'une influence plus importante d'apports souterrains directs ou d'un échange avec la zone hyporhéique.

L'évolution longitudinale se caractérise par une succession d'augmentation et diminution qui seront traitées en tant que « secteurs », et qui seront comparées ci-dessous avec les « tronçons » définis dans les études précédentes, à partir des autres paramètres (Ré-Bahaud et al). Les mesures ponctuelles faites en 2016 montrent que ces données sont reproductibles dans le temps, sauf pour la partie la plus amont où les affluents Auzon et Claysse ont une influence forte.

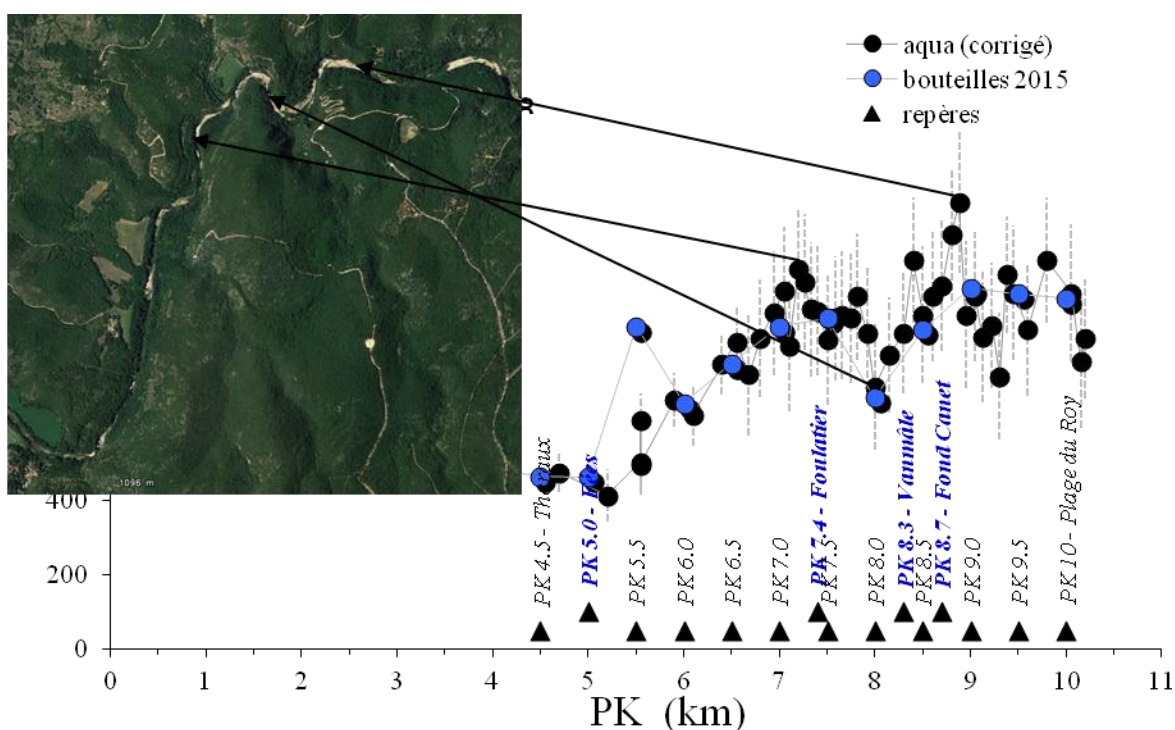
Selon les principes évoqués auparavant, une augmentation du ²²²Rn sur un secteur implique un apport, donc des entrées d'eaux ayant séjourné dans un encaissant (karst) suffisamment longtemps (>15jours) pour s'enrichir. On considère que les eaux interstitielles de bancs de galets ont normalement des temps de transfert bien inférieurs à 15 j (D Graillot, comm perso.). Ces eaux peuvent arriver de manière souterraine ponctuelle ou diffuse ou par un écoulement de source en surface. En l'absence d'apport, le ²²²Rn peut rester stable (si le temps de transit est bien plus court que le temps de décroissance soit 3,8 jours) ou décroître par décroissance ou dégazage vers l'atmosphère. Il existera toujours une activité minimale de ²²²Rn dans les eaux, égale à celle produite par décroissance du parent radioactif (Production, Figure 1). En se basant sur ces hypothèses, plusieurs secteurs peuvent être distingués.

V.C.1 Secteur A : Pont-de-Tharoux à Tharoux (pk 0,2-4,5): `

Peu de mesures ont été faites dans ce secteur où l'on trouve les pertes de débit les plus importantes de la rivière (perte de Rogegude). On constate une diminution globale du ^{222}Rn entre Pont-de-Tharoux et Tharoux qui ne peut être due qu'au dégazage. Ce secteur sera utilisé par la suite pour calculer le taux de perte atmosphérique de ^{222}Rn (figure 1). L'activité arrivant dans la zone de Tharoux est influencée par celles des 3 apports principaux : Auzon et Clysse et surtout celle de la Cèze qui est la plus élevée (850 – 1400 Bq/m³) et qui a le débit le plus fort.

V.C.2 Secteur B : Tharoux à Font Canet (pk 4,5-9): `

L'augmentation des activités amont-aval dans ce secteur est très importante. On constate une augmentation régulière du pK 4,5 au pK 7,2 environ (Bergerie de la Grande Buissière), puis une variabilité plus grande jusqu'au pK 8,9 où le point avec la plus forte activité est mesuré. Ce secteur zoomé dans la figure 12 reçoit plusieurs sources (Tab.1) qui participent à cette augmentation de ^{222}Rn . Cependant, la seule réellement importante est celle de Fond Canet qui se situe à la fin du secteur, et ces sources ne suffisent donc pas à expliquer cette évolution.



Il existe donc forcément des apports importants en provenance de l'aquifère karstique entre pk 4,5 et 7,2 et entre pk7,2 et 9. Ces apports sont plus complexes dans cette deuxième partie où il est difficile de discerner clairement l'évolution, qui peut se voir comme une diminution (de pk7,2 à 8) puis une ré-augmentation (pk8 à 8,5).

L'évolution des températures, pH et redox confirment ceci (fig. 11). On observe quelques décroissances brusques de température et pH aux alentours de pk 5,5-6 (avec forte conductivité) puis une variation très importante entre pk7 et 7,5 où la température chute puis remonte de 2°C. Le pH et le redox (reliés inversement l'un à l'autre) varient aussi fortement dans cette zone (baisse de 0,6 pH), alors qu'aucune source connue n'y est reportée (la source de Foulatier est aux alentours de pk7,4, et le débit n'y était que de 5 L/s). Ces eaux ont des conductivités plus élevées que celles de la rivière, mais malheureusement aucune mesure de ^{222}Rn n'a pu y être faite.

V.C.3 Secteur C : Fond Canet à Plan de Quitard (pk 9-15): `

Les mesures de ^{222}Rn sur ce secteur se sont faites sur deux temps différents, ce qui a apporté une information inattendue. La figure 8 reprend ces deux mesures, tandis que la figure 9 montre celles qui seront retenues pour le calcul du bilan. Le 10 juin au soir, un orage important a éclaté en fin de journée. Sur la figure 8, les ronds gris ont été mesurés le 11 Juin au matin par le système en continu lors d'une descente après l'orage. Les autres profils continus dans le diagramme (ronds noirs, PK 5 à 10 puis PK 18 à 34) ont été faits entre le 8 et 10 juin, donc avant l'orage. La différence d'activité au PK9 constatée entre les ronds noirs et gris nous ayant semblé anormalement importante, nous avons refait dans cette zone des prélèvements plus espacés avec des bouteilles sur un autre jour pour vérifier cette tendance.

La différence visible du pk9 à 15 est en effet très nette : que ce soit après ou avant l'orage, on observe une diminution des activités avec des pentes assez proches, mais avec des activités très faibles après l'orage. Les conductivités après l'orage n'ayant pas montré de chute particulière et les niveaux d'eau n'ayant pas changé dans la rivière, cette différence ne peut qu'être due à un très fort dégazage du ^{222}Rn dans la rivière par la pluie qui a percuté la surface de l'eau et favorisé l'échange eau-atmosphère. Ceci est confirmé par le fait que les points prélevés dans la rivière en 2016 pour les échanges hyporhéiques montrent les mêmes activités qu'en 2015.

Les activités sur ce secteur montrent donc une décroissance amont-aval qui indique une absence d'apport et permet d'évaluer les vitesses de dégazage du ^{222}Rn dans le cours d'eau. Ce flux atmosphérique est calculé au chapitre VII et sera appliqué à toute la rivière.

V.C.4 Secteur D : Plan de Quitard à Le Travès (pk 15-19,5): `

Les activités augmentent significativement jusqu'à un maximum vers pk19-19,5. Là encore ce secteur correspond à plusieurs mesures : celles faites en continu après la pluie (rond gris) puis lors d'une autre descente (rond noir) et celles des prélèvements par bouteille (fig 8). Le point très important est le fait que, à la différence du secteur précédent, ces 3 séries se correspondent parfaitement. Durant la descente après l'orage, on constate une augmentation très forte des activités juste après le pk15. Les activités à la fin de cette descente (pk18) s'enchainent très bien avec celles mesurées le lendemain (ronds noirs) et correspondent aussi à celles par bouteilles. Tout se passe ici comme si l'orage n'avait pas eu d'effet, ce qui ne peut s'expliquer que par une alimentation rapide en ^{222}Rn qui annule les effets du dégazage par la pluie.

Le tronçon du pk14 au pk16 est la zone des Pertes de Baumes-Salène (Ré-Bahaud J et al, ZABR), la perte dite de Salène étant localisée vers le pk 15,5 (notée Grte sur fig 14). Le signal de ^{222}Rn montre cependant de manière surprenante un apport très net dans cette même zone. Une faille importante NNE-SSW est indiquée sur la carte géologique (faille de Béléouse, figure 14), de même que la faille légèrement plus à l'est qui recoupe le méandre suivant, donnant une orientation NNE-SSW à la rivière elle-même. On peut supposer que ce réseau de faille favorise des échanges d'eaux importants dans cette zone entre des pertes et une réalimentation de la rivière. Des études plus fines sur ce secteur sont nécessaires pour pousser cette interprétation.

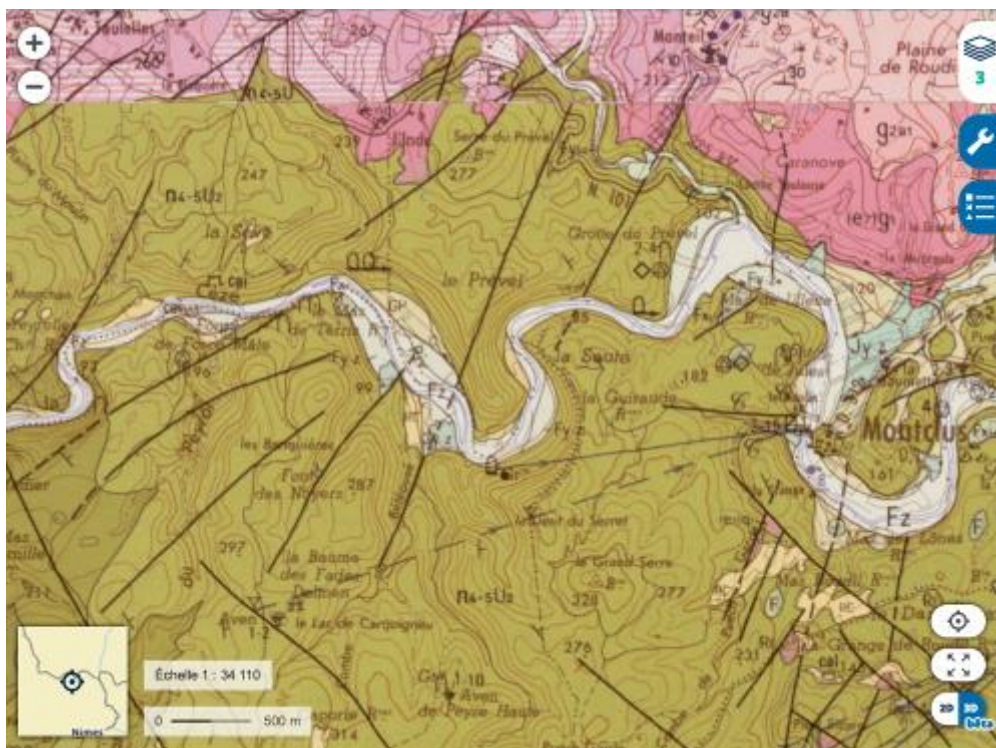


Figure 14: extrait de la carte géologique entre pk11 à 22. www.géoportail.fr. Données BRGM.

V.C.5 Secteur E : Le Travès à Les Baumes (pk 19,5-22,1): `

Les activités diminuent assez fortement sur ce secteur et attestent d'un dégazage. On a toutefois une augmentation rapide entre pk21,1 et 21,3 qui indique un apport possible, mais dont l'influence diminue très vite. Ce point est là encore sur une zone orientée NNE-SSW correspondante au prolongement d'une faille (figure 14, faille en dessous de la légende « Fz » au sud du méandre de Montclus).

V.C.6 Secteur F : Les Baumes à Grotte de la Bruge (pk 22,1-23,4): `

Les activités remontent d'amont en aval, très probablement par l'influence de la Source des Baumes située au pk22,2. Cette source de débit assez fort (160-170 L/s) est caractérisée par une forte activité en ^{222}Rn (5000-6000 Bq/m³) comparée à celles de la rivière vers 400 Bq/m³. Pour rappel, les données de source attestent qu'elle doit drainer un encaissant différent des autres.

V.C.7 Secteur G : Grotte de la Bruge à Le Courau (pk 23,4-25,4):

On a sur ce secteur une diminution des activités en ^{222}Rn , donc dégazage et absence d'apports. L'apport de la source Marnade n'est pas visible, mais cela s'explique très bien par le fait que son activité est plus basse que celles de la rivière.

V.C.8 Secteur H : Le Courau à La Fabrique (pk 25,4-27,9):

Les activités augmentent globalement dans cette zone pour revenir à des valeurs assez élevées proches de 850 Bq/m³. Ce secteur recoupe les sources d'Ussel et peut être de La Fabrique sur la fin (erreur possible d'un décalage de quelques dizaines de mètres sur les positions). Ces deux sources ont des activités équivalentes ou légèrement supérieures à celles de la rivière qui démarrent à 460 Bq/m³ au début du secteur.

V.C.9 Secteur I : La Fabrique-La Gache (pk 27,9-30,5):

Les activités diminuent mais de manière irrégulière (pic vers pK29). Elles atteignent un palier autour de 600 Bq/m³ à PK 30.

V.C.10 Secteur J : Goudargues (pk 30.5 – 31.5):

Dans ce petit secteur autour de Goudargues, une augmentation d'activité (max 620 Bq/m³) a lieu dans la zone du Lavoir (pk31), là où se produit un premier apport depuis la source du Village. Les images infrarouges obtenues par l'École des Mines ont déjà montré que l'influence de cet apport se voyait par un refroidissement de la rivière entre pk 31 et 31,5. Les activités mesurées par plusieurs techniques au niveau du deuxième apport de la source dans la rivière (Pont de Rome, pk31,5) en 2015 et 2016 sont identiques..

V.C.11 Secteur K Pont-de-Rome – La Bastide : (pk 31.5 – 32.0):

Ce secteur est très court et sa dissociation est peut être exagérée, mais la diminution d'activité y est très forte, probablement à cause de l'existence d'un approfondissement de l'eau qui doit entraîner une dilution.

V.C.11 Secteur L : La Bastide-Moulin de Bès (pk 32 -33,6):

Dans cette dernière partie les activités sont constantes et à un niveau très bas vers 450 – 500 Bq/m³. Il faut noter qu'il s'agit d'une partie où le courant est très faible et à profondeur d'eau plus importante (plus faible turbulence et moins de dégazage engendré).

VI – ÉVALUATIONS DES APPORTS D'EAUX SOUTERRAINES

Ce travail est une étude pilote pour tester l'intérêt du ^{222}Rn dans l'évaluation des apports d'eaux souterraines. Le chapitre précédent démontre que ce gaz naturel permet bien de localiser des zones d'apports, au moins dans le cas où les activités de l'eau souterraine sont supérieures à celles de la rivière. Un autre intérêt majeur est de pouvoir réaliser un bilan de masse du ^{222}Rn afin d'évaluer tous les flux entrants et sortants et d'en déduire le flux souterrain inconnu (figure 1). Cette approche déjà développée sur des grandes zones où les courants sont faibles (lacs, zone côtière, étang) commence à peine à être utilisée en rivière. La difficulté dans ce cas est de pouvoir réaliser un bilan qui évolue le long du linéaire de rivière à cause des apports ou pertes en ^{222}Rn et qui prennent en compte tous les apports possibles avec leur variabilité (ex : les échanges hyporhéiques peuvent fortement varier sur le linéaire). De tels modèles n'existent pas encore pour de grandes portions de rivières. Une solution serait de découper la rivière en secteur dans lesquels un seul type d'apport serait pris en compte, mais puisque l'on sait qu'il existe dans la Cèze des zones soumises à des apports de sources en surface et à des apports diffus (Ré-Bahaud, CoPil 18/2/2016 action échange karst/ri vière), cette découpe est impossible.

Nous avons donc choisi de dresser le bilan selon un système proposé par Stellato et al (*Some limitations in using ^{222}Rn to assess river-groundwater interactions : the case of castel di sangro alluvial plain ; Hydrogeology Journal, 2008 ; 16, 701-712*). Ce modèle se base sur des systèmes de calculs d'apport d'eau proposés par d'autres auteurs mais adopte une application plus simple : il ne permet pas d'évaluer un débit d'eau mais une proportion entre eau souterraine et eau de rivière.

VI.A Calcul du bilan de masse

L'évolution de l'activité en ^{222}Rn dans une rivière qui ne reçoit aucun apport souterrain est contrôlée par l'activité en amont (entrée), le dégazage et la désintégration radioactive. La production du radon par désintégration du radium est considérée négligeable (ou à tout le moins constante). Le dégazage est un échange de gaz principalement contrôlé par la turbulence du cours d'eau et la diffusivité du ^{222}Rn . L'évolution de l'activité dans un secteur de rivière peut donc s'exprimer selon l'équation suivante (Stellato et al., 2008):

$$Rn_{calc} = Rn_{ini} \cdot \exp\left(-\frac{(D.v)^{1/2}}{h^{3/2}} \cdot \frac{x}{v} - \lambda \frac{x}{v}\right) \quad (1)$$

Rn_{calc} : activité en ^{222}Rn calculée à la sortie du secteur considéré,

Rn_{ini} : activité en ^{222}Rn (Bq/m^3) dans la rivière à l'entrée du secteur considéré,

h, v, x : respectivement hauteur moyenne (m), vitesse d'écoulement moyenne (m/s) et longueur de la rivière (m) dans le secteur considéré.

λ : constante de désintégration du ^{222}Rn (s^{-1})

D : coefficient de diffusion moléculaire du ^{222}Rn (constante dépendant de T° , $1.14E^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ à 25°C)

Une faible hauteur d'eau h favorise le dégazage, de même qu'une grande vitesse d'écoulement et une diffusivité importante. Lorsque les activités évoluent dans un cours d'eau sans diminuer significativement, c'est qu'il y a un apport d'eau souterraine riche en ^{222}Rn . Cet apport, de quelque type qu'il soit (direct, hyporhéique ou en surface) compense la perte par dégazage. La quantité d'eau souterraine qui rentre dans le secteur de rivière considéré peut être alors obtenue à partir d'un bilan de masse.

Le flux total du ^{222}Rn observé dans la rivière à la sortie de ce secteur est calculé à partir du produit $Rn_{\text{obs}} * Q_{\text{riv}}$, où Rn_{obs} et Q_{riv} sont respectivement l'activité en ^{222}Rn et le débit de la rivière à la sortie du secteur considéré. Ce flux doit être égal à la somme du flux de ^{222}Rn de l'eau souterraine entrant dans la rivière dans le même secteur ($Rn_{\text{sout}} * Q_{\text{sout}}$), et du flux de ^{222}Rn de l'eau de la rivière qui peut être attendu à la sortie du secteur [$= Rn_{\text{calc}} * (Q_{\text{riv}} - Q_{\text{sout}})$]. Rn_{sout} est l'activité en ^{222}Rn des eaux souterraines dans le secteur, Q_{sout} est le débit des eaux souterraines et Rn_{calc} l'activité en ^{222}Rn attendue à la sortie du secteur considéré, calculée par l'équation 1. Le bilan de masse est donc :

$$Rn_{\text{obs}} \cdot Q_{\text{riv}} = Rn_{\text{sout}} \cdot Q_{\text{sout}} + Rn_{\text{calc}} \cdot (Q_{\text{riv}} - Q_{\text{sout}}) \quad (2)$$

L'inconnue dans cette expression est Q_{sout} , les autres termes sont déterminables. On peut extraire de cette équation un rapport noté k entre les flux entrants des eaux souterraines et celles de la rivière,

$$k = \frac{Q_{\text{sout}}}{Q_{\text{riv}}} = \frac{Rn_{\text{obs}} - Rn_{\text{calc}}}{Rn_{\text{sout}} - Rn_{\text{calc}}} \quad (3)$$

Ce rapport est remarquable car il dépend uniquement des mesures de ^{222}Rn et représente donc une estimation du rapport de débit entre eau souterraine et eau de rivière qui est indépendante des mesures des débits réels effectuées dans la rivière (exemple $k=0,5 \rightarrow$ les eaux souterraines introduites dans le secteur représentent 50% de l'eau de la rivière à la sortie du secteur).

VI.B Résultats et interprétations :

L'évolution de la fraction d'eau souterraine injectée dans la rivière (k) est représentée ci-dessous avec deux approches : une pour calculer cette fraction sur chacun des secteurs décrits au chapitre V, et une pour travailler sur le profil en continu.

VI.B.1 Fraction d'eau de nappe par secteur

Les fractions calculées par secteurs sont illustrées en figure 15 et reportées en tableau 5, avec les données d'entrée utilisées pour le calcul. Dans cette approche par secteur, les valeurs de k peuvent être facilement comparées à celles obtenues par la mesure réelle des débits réalisée par Ré-Bahaud *et al* en faisant le rapport entre la différence du débit à l'entrée et à la sortie d'une section et le débit à la sortie de la section:

$$Q_{\text{sout}} = Q_{\text{sortant}} - Q_{\text{entrant}} \quad (4)$$

$$k = (Q_{\text{sortant}} - Q_{\text{entrant}}) / Q_{\text{sortant}} \quad (5)$$

Attention, la comparaison des estimations avec ces deux méthodes a des limites, car :

- 1) les pertes d'eau ne sont pas discernables par le ^{222}Rn , à la différence des mesures de débits.
- 2) Certaines mesures de débits ont été réalisées à une période différente des mesures de radon. La comparaison suppose que les rapports de débits soit comparable donc un même contexte hydrologique dans les deux campagnes.
- 3) Les positions où les estimations des débits ont été faites ne correspondent pas aux limites des secteurs identifiés avec le ^{222}Rn . Des compensations des flux en entrées et en sortie peuvent avoir lieu entre les limites des différents secteurs.
- 4) Les échanges hyporhéiques ne produisent pas une augmentation du débit mais un incrément de ^{222}Rn dans la rivière (de l'eau pauvre en ^{222}Rn chasse de l'eau interstitielle enrichie vers la rivière). Ces échanges ne sont pas pris en compte dans l'estimation de k uniquement basée sur les mesures de débits, mais ils engendrent une valeur de k plus élevée dans le calcul par ^{222}Rn .

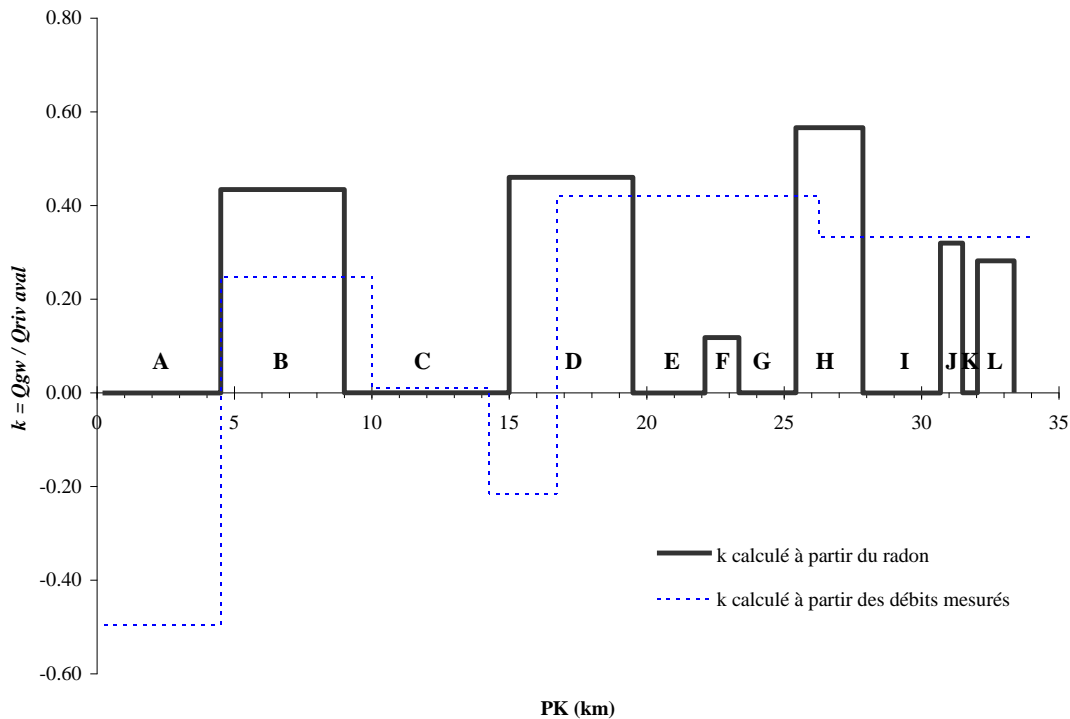


Figure 15 : Valeur du rapport k (eau souterraine/eau de rivière) intégré dans chaque secteur. En bleu pour comparaison, valeurs des ces mêmes rapports calculés à partir des mesures indépendantes de débit (Re-Bahaud et Chapuis, printemps 2015).

On retrouve des valeurs du rapport très semblables bien que les deux estimations soient totalement indépendantes. Cependant, la discrétisation par le ^{222}Rn offre une précision spatiale plus fine. Certains secteurs montrent des proportions pouvant aller jusqu'à environ 50% d'apports en eaux souterraines. Ces apports ne se cumulent pas d'un secteur à un autre et ils sont propres à chaque secteur. La comparaison des deux méthodes souligne les points suivants:

- Les deux méthodes indiquent qu'il n'y a aucune entrée d'eau souterraine dans le secteur A.
- Une augmentation nette est visible dans le secteur B par les deux méthodes : plus de 40% de l'eau de rivière en sortie résulte d'apports. Le rapport k basé sur le ^{222}Rn est supérieur à celui calculé par les débits, probablement à cause de la composante hyporhéique qui s'ajoute dans ce secteur. Cette composante est bien confirmée par les observations sur la faune interstitielle.
- Dans le secteur C les deux méthodes montrent une diminution du débit.
- Les données de ^{222}Rn indiquent que 46 % de l'eau de rivière à la sortie du secteur D (PK 15 – PK 19.5) est de l'eau souterraine drainée dans ce secteur. Les mesures de débit montrent une diminution entre pk 14,25 et 16,75 puis une augmentation très forte jusqu'au pk 26,25. En revanche le ^{222}Rn montre que ces apports s'arrêtent avant le pk 19,5.

Secteur	PK	PK	Rn initial	Rn final	Estimation	Estimation	Rn final	Activité	Q _{gw} / Q _{riv}		
	initial	final	observé	observé	vitesse	hauteur d'eau					
	km	km	Bq/m ³	Bq/m ³	moyenne eau	moyenne de	calculé	de nappe	à la fin du		
				Rn_{obs}	de la rivière	la rivière	Rn_{calc}	(pure)	secteur		
					v	h		Rn_{sout}	k		
					m/s	m					
A	0.2	4.5	1455	467	0.31	(1)	0.38	(2)	467	1700	0.00
B	4.5	9.0	467	975	0.31		0.38	(3)	142	2060	0.43
C	9.9	15.1	339	80	0.83		0.26	(2)	80	2060	0.00
C - échantillons	9.0	15.0	975	388	0.83		0.39	(2)	388	2060	0.00
D	15.0	19.5	388	989	0.50		0.26	(2)	78	2060	0.46
E	19.5	22.1	989	431	0.51		0.28	(2)	431	1700	0.00
F	22.1	23.4	431	934	0.69		0.28	(3)	307	5639	0.12
G	23.4	25.4	934	504	0.32		0.35	(2)	504	273	0.00
H	25.4	27.9	504	852	0.68		0.35	(3)	307	1270	0.57
I	27.9	30.7	852	467	0.66		0.34	(2)	467	1202	0.00
J	30.69	31.5	467	647	0.54		0.34	(3)	386	1202	0.32
K	31.5	32.04	647	414	0.45		0.16	(2)	414	1202	0.00
L	32.04	33.37	414	515	0.56		0.16	(3)	153	1436	0.28

Tableau 5: Estimation des rapports k entre le débit d'eau souterraine et l'eau de surface selon l'équation 1 pour les secteurs de rivière décrits dans le chapitre 4. Les vitesses de l'eau en rivière sont basées sur les temps de descente en bateau. k est calculé par l'équation (3)

(1) la vitesse de la rivière est supposée identique à celle du secteur suivant, B.

(2) hauteur d'eau nécessaire au calcul pour obtenir un Rn_{final} équivalent au Rn_{obs} , en considérant le dégazage et la décroissance radioactive comme perte.

(3) hauteur d'eau supposée équivalente à celle du secteur précédent.

- On constate un faible apport d'eau souterraine dans le secteur F, malgré la forte augmentation du radon (fig 10). Ceci vient de ce que cette eau a une activité élevée dans ce secteur (source Baume), et un faible apport suffit à entraîner une forte augmentation du radon dans la rivière.
- Dans le secteur H, un fort apport d'eau souterraine élève la proportion à 57% dans l'eau de rivière. Le débit mesuré à la fin des secteurs entre H, I, J, K et L passe effectivement de 2277 à 3414 l/s (pk 26,25 à 34; Ré-Bahaud et Chapuis). Les données de ²²²Rn indiquent que ces apports ont lieu en particulier dans les secteurs H, J et L.
- Enfin dans les secteurs J et L on peut remarquer les effets d'entrées d'eau « souterraines » (ici via les écoulements de surface en l'occurrence) dans la zone des sources Goudargues (secteur J) et Bastide (secteur L). Ces zones sont séparées par le secteur K sans apport..

Variables utilisées dans les calculs

Les variables importantes utilisées pour les calculs de Rn_{CALC} , c'est-à-dire la vitesse et hauteur d'eau de rivière, sont reportées dans le tableau 5. Pour la vitesse de l'eau, une estimation a été faite à partir du temps de descente du bateau en l'absence de véritables mesures de courant dans la rivière lors de nos prélèvements.

Les valeurs utilisées pour la hauteur d'eau sont choisies selon les considérations suivantes. Dans les secteurs de rivières qui montrent sans ambiguïté une diminution de l'activité (secteurs A, C, E, G, I, K) et donc dans lesquels il n'y a pas d'apport d'eau souterraine, la hauteur d'eau est celle nécessaire pour obtenir la valeur de Rn_{CALC} effectivement observée à la sortie du secteur. Il s'agit donc d'une valeur-seuil pour ne pas avoir d'apports d'eau souterraine. Si la hauteur d'eau est supérieure à cette valeur, aucune entrée d'eau de nappe n'est nécessaire pour le bilan de masse du radon. Si en revanche elle est inférieure à cette valeur, le taux de dégazage calculé devient significatif et des entrées d'eau de nappe doivent être ajoutées au bilan de masse du radon pour expliquer les activités mesurées à la sortie du secteur.

Dans les autres secteurs (B, D, F, H, J, L), clairement caractérisés par des entrées d'eau de nappe (augmentation de ^{222}Rn), ce type de raisonnement n'est pas possible et donc la valeur de hauteur d'eau est considérée égale à celle du secteur précédent.

Pour arriver à une estimation plus précise des effets de dégazage et de désintégration, il faudrait connaître le temps de transit de l'eau, en alternative aux valeurs de vitesse. Des mesures de ce dernier, secteur par secteur, pourraient effectivement améliorer les calculs.

Chapuis et Ré-Bahaud ont mesuré v et h de manière indépendante en 2015 (tableau 6). Il ne s'agit pas de mesures sur des secteurs entiers mais simplement sur un profil en travers, et malgré ceci les similitudes avec les données du tableau 5 sont relativement bonnes, renforçant la crédibilité des calculs par le ^{222}Rn .

	pk	Vitesse eau mesurée (v)	Hauteur eau mesurée (h)	Débit eau mesuré (Q)	Erreur sur le débit
	km	m/s	m	l/s	+/- l/s
Rivières	0,25	0,30	0,34	1785	179
Tharoux	4,50	0,40	0,28	1193	119
Plage du Roy	10,00	0,21	0,45	1587	159
Amont Salène	14,25	0,46	0,24	1603	160
Aval Salène	16,75	0,52	0,21	1319	132
Grange Coste	26,25	0,30	0,42	2277	228
Moulin de Bès	34,00	0,00	0,00	3414	512

Tableau 6 : vitesses et hauteurs d'eau mesurées sur le terrain par Ré-Bahaud et Chapuis en 2015, pour comparaison aux valeurs utilisées en tableau 5.

VI.B.2 Fraction d'eau souterraine à partir des mesures en continu

Une autre analyse du rapport k a été mise en place en calculant ce rapport non pas par secteur mais à l'aide des mesures en continu. Pour obtenir un signal plus lisible de ce rapport (réduire le « bruit ») les activités du ^{222}Rn , les valeurs de h , v , et les positions des points ont été lissées avec des moyennes mobiles par groupe de 3 points analysés (fig.15). Pour ceci nous avons adopté la procédure suivante :

1) Soient $P_1, P_2, P_3, P_4, \dots$ des points des mesures en continu du radon dans la rivière. A partir des tableaux 3 et 4 nous avons déterminé les moyennes de h , v et les activités de ^{222}Rn dans la rivière par groupes de 3 points consécutifs (par exemple les groupes P_1, P_2, P_3 et P_3, P_4, P_5). Les valeurs de Rn_{sout} sont fixées par les mesures dans les sources alimentant chacun des secteurs. La courbe obtenue avec le lissage des données de ^{222}Rn est montrée dans la figure 16 avec les valeurs mesurées en continu et les repères des secteurs de rivière discutés précédemment.

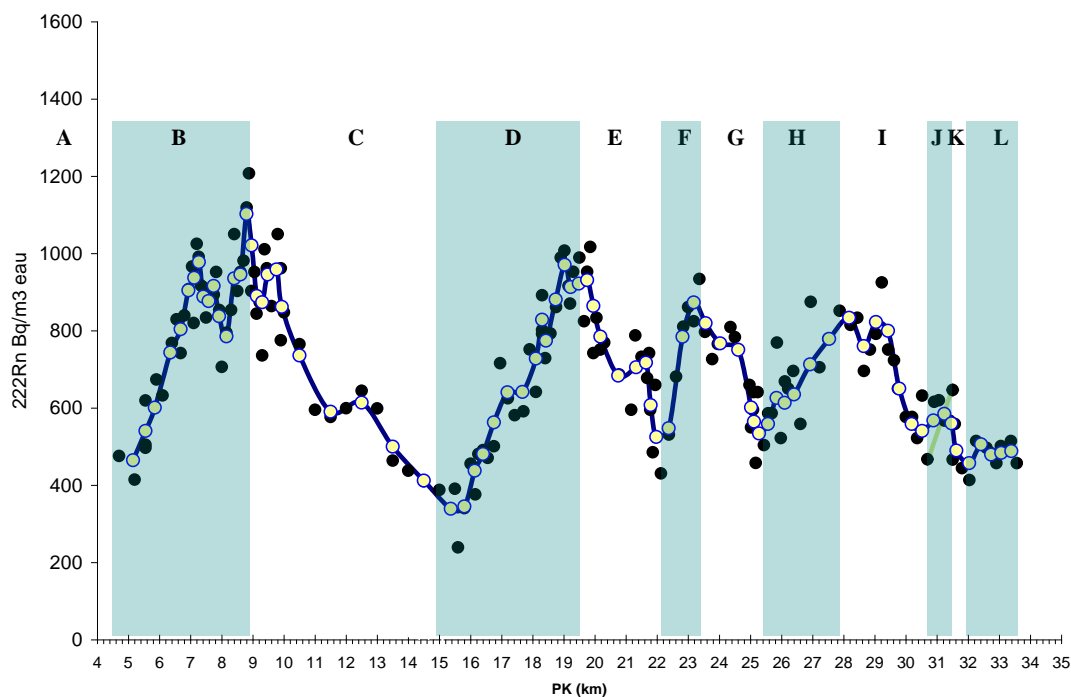


Figure 16 : Activités en ^{222}Rn mesurées en continu et moyenne lissante sur trois points (ronds jaunes)

2) Ces moyennes ont été utilisées dans l'équation 1 comme paramètres de calcul pour déterminer les valeurs de Rn_{calc} pour chaque groupe de 3 points. Chaque moyenne d'activité de la rivière sur trois points correspond à une valeur de Rn_{ini} en équation 1. Toujours dans l'équation 1, la valeur de x correspond à la différence entre les pk moyens de deux groupes consécutifs de

3 points, par exemple la distance entre la position moyenne de P1, P2, P3, et de P3, P4, P5. Le point final d'un groupe (dans ce cas P3) est le point initial de groupe suivant.

3) Une fois obtenue la série de Rn_{calc} avec l'équation 1, k est déterminé avec l'équation 3, toujours par groupe de 3 points. Pour ceci, on suppose que pour chaque groupe de 3 points, la valeur de Rn_{obs} à utiliser dans l'équation 2 (Rn observé à la fin du segment considéré, ex P1 à P3) correspond à la moyenne des activités de 3 points du groupe suivant (ex P3 à P5). Pour un segment de rivière, la moyenne des activités de trois points est donc à la fois utilisée comme valeur moyenne de Rn_{ini} , dans le calcul de Rn_{calc} , et à la fois comme valeur de Rn_{obs} pour le segment de rivière précédent. Toujours dans l'équation 2, la valeur de Rn_{sout} de k est la valeur moyenne de l'activité de l'eau souterraine supposée pour le segment de rivière considéré.

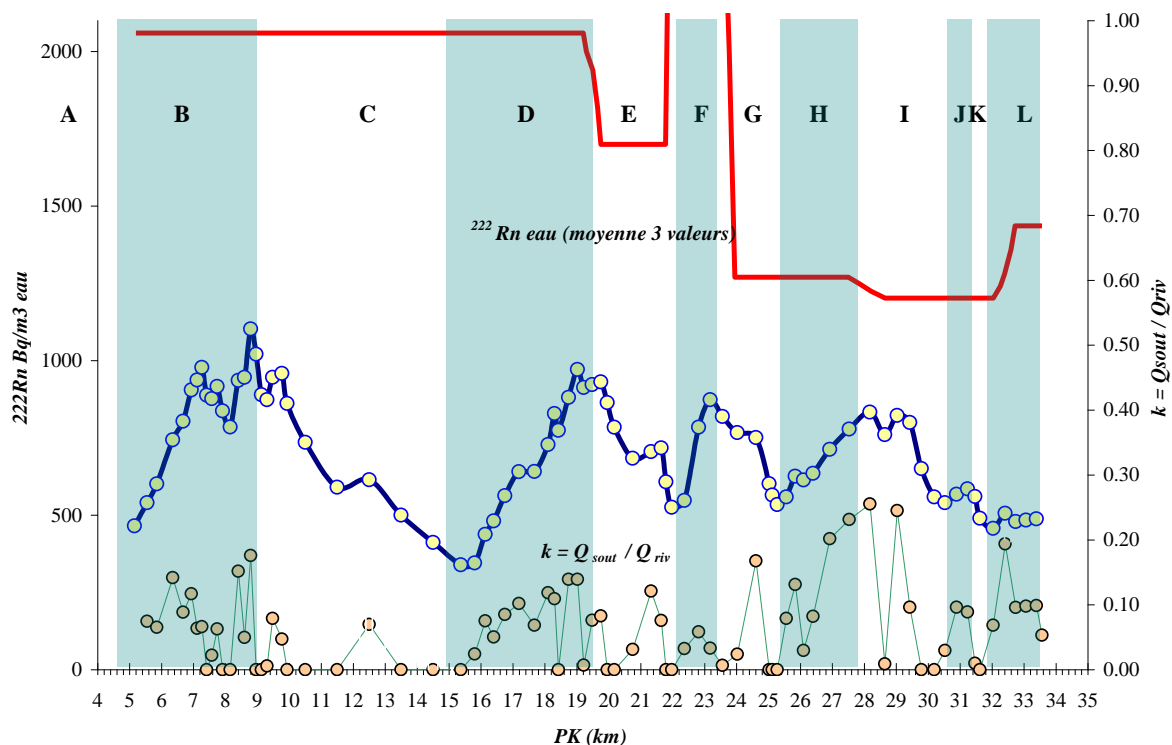


Figure 17 : Activités en ^{222}Rn « lissées » et estimation du rapport k (eau souterraine/eau de rivière). Le trait rouge indique les valeurs d'activités utilisées pour les eaux souterraines selon les secteurs.

La courbe lissée et les valeurs de k ainsi déterminées sont reportées en figure 17. La diminution presque monotone du ^{222}Rn dans le secteur C est particulièrement importante car elle caractérise une zone de la rivière où l'activité diminue presque uniquement par dégazage, la désintégration étant limitée ou nulle à cause du court temps de transit de l'eau. L'effet du dégazage sur ce secteur a permis de valider le modèle d'évolution du ^{222}Rn en absence d'apport

d'eau souterraine, et en particulier de caler les paramètres v et h utilisés dans l'équation 1 pour ce secteur. La méthode utilisée pour trouver v et h a été ensuite adaptée aux autres secteurs.

Le graphique montre bien l'importance et la distribution "fine" des apports d'eau souterraine, en particulier dans les secteurs B, D, H. L'important apport d'eau de la source Marnade, autour du PK 25, est bien mis en évidence, ainsi que l'apport relativement faible dans la zone de la source Baume (PK22.25, attention les activités élevées dans la rivière (fig 17) sont influencées par celles de la source plus que par un fort débit d'eau). Le diagramme montre également l'absence d'apports dans le secteur C (sauf une entrée autour du PK 12.5) et les apports aux sources de Goudargues (J) et Bastide (L).

Les différences de rapport entre les figures 15 et 17 s'expliquent par la discrétisation spatiale, plus fine dans le deuxième cas. Cette deuxième méthode n'est pas forcément meilleure, mais elle permet de mieux localiser les zones d'apports, avec toutefois une marge d'erreur associée au lissage.

Z A B R

Zone Atelier Bassin du Rhône

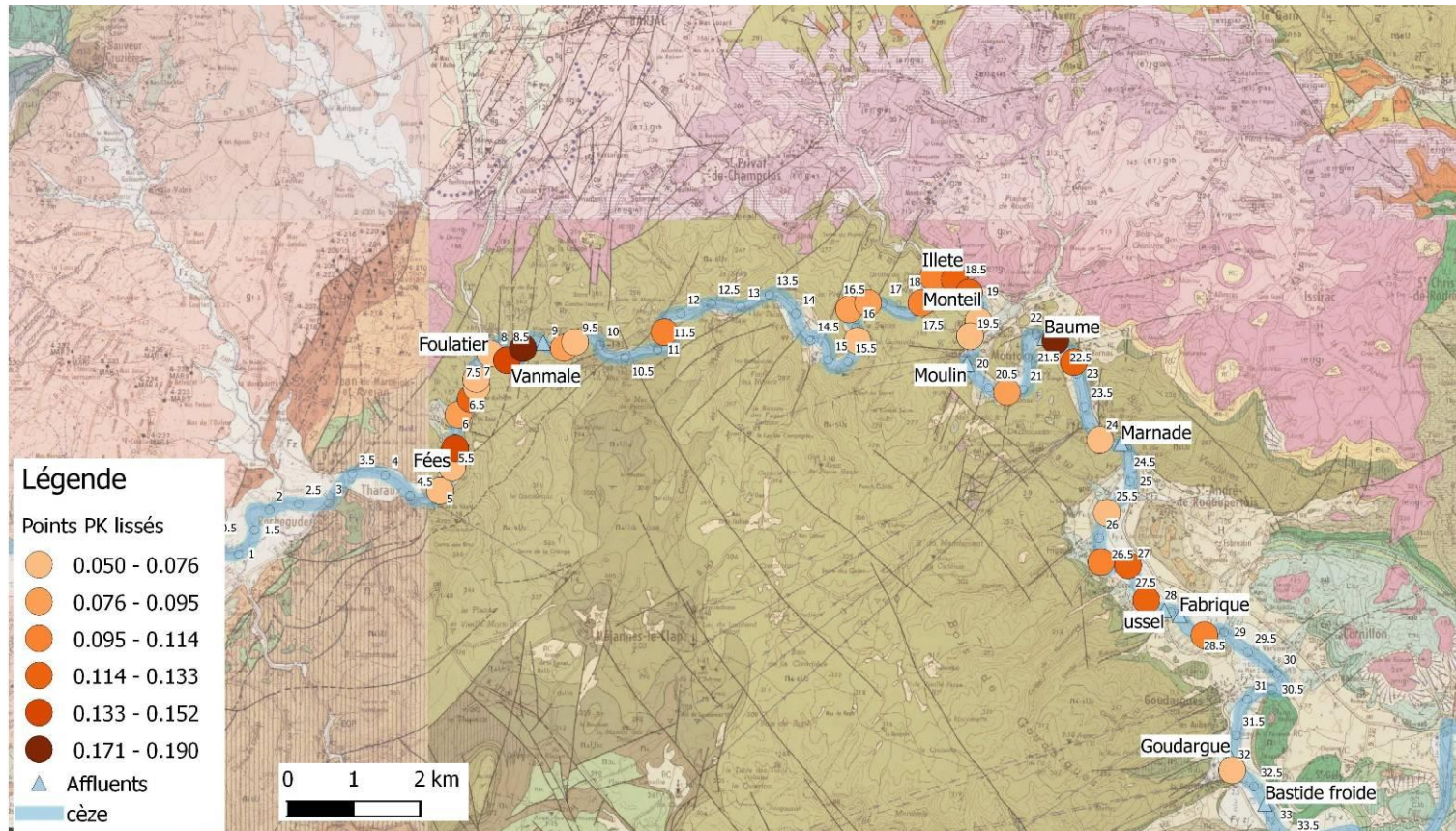


Figure 18: Rapport entre le débit des eaux souterraines et celles de surface (proportion) évalués pour la Cèze (rapport k : $0,05 = 5\%$ d'eaux souterraines participent au flux de la rivière). Les ronds correspondent au bloc de mesure du ^{222}Rn . Les zones où le rapport est inférieur à 5% ne sont pas représentées. Les PK sont indiqués de 1 à 33,5.

VII – CONCLUSIONS

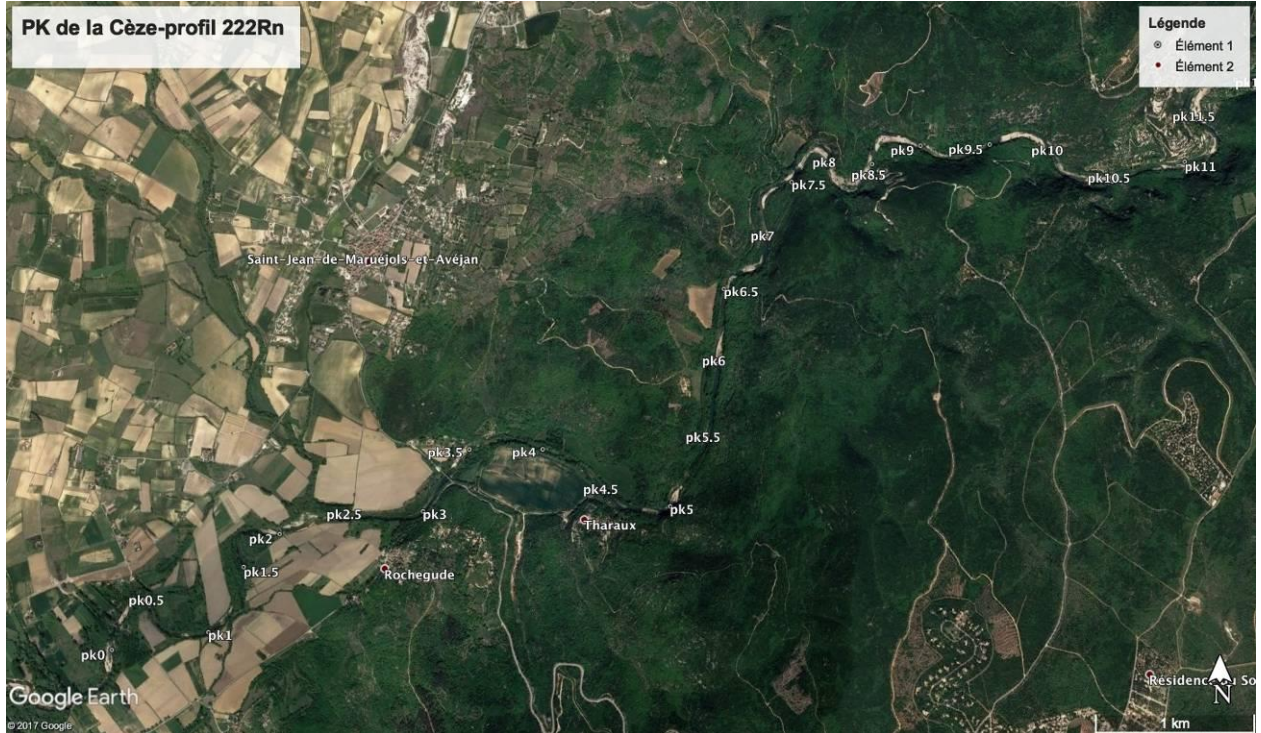
- Une cartographie de l'activité du radon dans l'eau de la rivière Cèze entre Tharoux et la Bastide Froide a été réalisée pour mettre en évidence les points d'entrées d'eau souterraine dans la rivière.
- Les secteurs où ces apports sont plus importants (fig 18) sont entre PK 4.5 et 9.5 (secteur B), PK 15 et 19 (secteur D) et entre PK 25 et 28 (secteur H).
- Les secteurs où l'activité en radon diminue régulièrement et qui sont donc caractérisés par des apports d'eau souterraine faibles ou nul sont situés au niveau des secteurs entre PK 0,2 et 4,5 (secteur A), entre PK 9 et 15 (secteur C) et entre PK 19,5 et 22,1 (secteur E).
- Les échanges de l'eau de rivière avec la zone hyporhéique à travers des bancs de galets et des sables ont probablement lieu dans tous les secteurs avec la même intensité. Ils sont dans ce contexte impossibles à quantifier par le ^{222}Rn . Cependant, ils ne peuvent pas être à l'origine des variations des activités observées le long de la rivière car les secteurs où le ^{222}Rn augmente fortement présentent le même type de lit que ceux où il diminue à cause du dégazage.
- L'activité du ^{222}Rn dans les sources en proximité de la rivière a été mesurée pour caractériser le type d'eau souterraine puis calculer les flux d'eau en entrée dans la rivière. Ces activités sont en majorité typiques des eaux karstiques issues de calcaires mésozoïques. La source « les Baumes » présente en revanche un activité plus forte (5500 Bq/m^3) pouvant être due à la présence de matériel plus fin et argileux dans l'aquifère (matériel Tertiaire). La source Marnade présente en revanche un activité beaucoup plus faible, explicable par un important dégazage en milieu hypogé et/ou par la présence de bassins souterrains qui induisent une forte diminution du rapport surface/volume dans l'échange eau – roches.
- Deux modèles de calcul sont proposés pour estimer les flux d'eau souterraine nécessaires pour expliquer les variations observées du radon. Les résultats indiquent des proportions d'eaux souterraines qui atteignent selon les modèles 20 à 60% maximum du débit de la rivière. Ces proportions sont différentes selon le modèle car relatives à des longueurs de secteur différentes, mais la variabilité spatiale est identique pour les deux. Ces proportions sont en bon accord avec les estimations faites sur la base des débits mesurés dans la rivière (fig 15).
- Les résultats obtenus sur les intensités d'échanges possibles avec les eaux interstitielles des bancs de galets sont en bonne relation avec les études menées sur les invertébrés.
- Malgré les difficultés d'échantillonnage et le besoin de mesurer au mieux les eaux souterraines susceptibles d'alimenter la rivière, les mesures du ^{222}Rn se révèlent bien complémentaires aux évaluations de débits directes, permettant de mieux préciser les évolutions le long de la rivière. Elles pourraient être particulièrement utiles dans le cas de rivières où les zones de pertes et recharges sont particulièrement méconnues.

VIII – RÉFÉRENCES

- Adinolfi Falcone R., et al, 2008. Chemical and isotopic (d18O, dH2, d13C, 222Rn) multi-tracing for groundwater conceptual model of carbonate aquifer (Gran Sasso INFN underground laboratory-central Italy). *Journal of Hydrology*, 357, 368-388.
- Dimova, N.T., Burnett, W.C. & Speer, K., 2011. A natural tracer investigation of the hydrological regime of Spring Creek Springs , the largest submarine spring system in Florida. *Continental Shelf Research*, 31(6), pp.731–738. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2011.01.010>.
- Cartwright, I. et al., 2014. Understanding parafluvial exchange and degassing to better quantify groundwater inflows using 222Rn: The King River, southeast Australia. *Chemical Geology*, 380, pp.48–60. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.04.009>.
- Cranswick, R.H., Cook, P.G. & Lamontagne, S., 2014. Hyporheic zone exchange fluxes and residence times inferred from riverbed temperature and radon data. *Journal of Hydrology*, 519(PB), pp.1870–1881. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.059>.
- Khadka, M.B., Martin, J.B. & Kurz, M.J., 2017. Synoptic estimates of diffuse groundwater seepage to a spring-fed karst river at high spatial resolution using an automated radon measurement technique. *Journal of Hydrology*, 544, pp.86–96. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.11.013>.
- Le Druillenec, T. et al., 2010. Hydrogeological and geochemical control of the variations of 222Rn concentrations in a hard rock aquifer: Insights into the possible role of fracture-matrix exchanges. *Applied Geochemistry*, 25(3), pp.345–356. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0883292709003308> [Accessed July 17, 2011].
- Mullinger, N.J. et al., 2007. Radon in Chalk streams: Spatial and temporal variation of groundwater sources in the Pang and Lambourn catchments, UK. *Journal of Hydrology*, 339(3–4), pp.172–182. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169407001898> [Accessed October 7, 2011].
- Molina-Perras A. et al. 2017. Radium isotopes, radon and 210Pb in karstic waters : example of the Lez system (south of France). *Chemical Geology*. 466, 327-340.
- Ortega, L. et al., 2015. Using 222Rn to identify and quantify groundwater inflows to the Mundo River (SE Spain). *Chemical Geology*, 395, pp.67–79. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S000925411400566X>.
- Santos, I.R. et al., 2009. Extended time series measurements of submarine groundwater discharge tracers (222Rn and CH4) at a coastal site in Florida. *Marine Chemistry*, 113(1–2), pp.137–147. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0304420309000115> [Accessed August 16, 2011].
- Savoy, L., Surbeck, H. & Hunkeler, D., 2011. Radon and CO 2 as natural tracers to investigate the recharge dynamics of karst aquifers. *Journal of Hydrology*, 406(3–4), pp.148–157. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.031>.
- Stellato, L. et al., 2012. Is 222 Rn a suitable tracer of stream – groundwater interactions ? A case study in central Italy. *APPLIED GEOCHEMISTRY*. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.apgeochem.2012.08.022>.
- Stellato, L. et al., 2008. Some limitations in using 222Rn to assess river–groundwater interactions: the case of Castel di Sangro alluvial plain (central Italy). *Hydrogeology Journal*, 16(4), pp.701–712. Available at: <http://www.springerlink.com/index/10.1007/s10040-007-0263-0> [Accessed October 7, 2011].
- Vinson, D.S. et al., 2009. Relationships between radium and radon occurrence and hydrochemistry in fresh groundwater from fractured crystalline rocks, North Carolina (USA). *Chemical Geology*, 260(3–4), pp.159–171. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0009254108004920> [Accessed August 30, 2011].

IX – ANNEXES

Annexe 1 : localisation des points kilométriques (pk) utilisés comme référentiel géographique.



Z A B R

Zone Atelier Bassin du Rhône

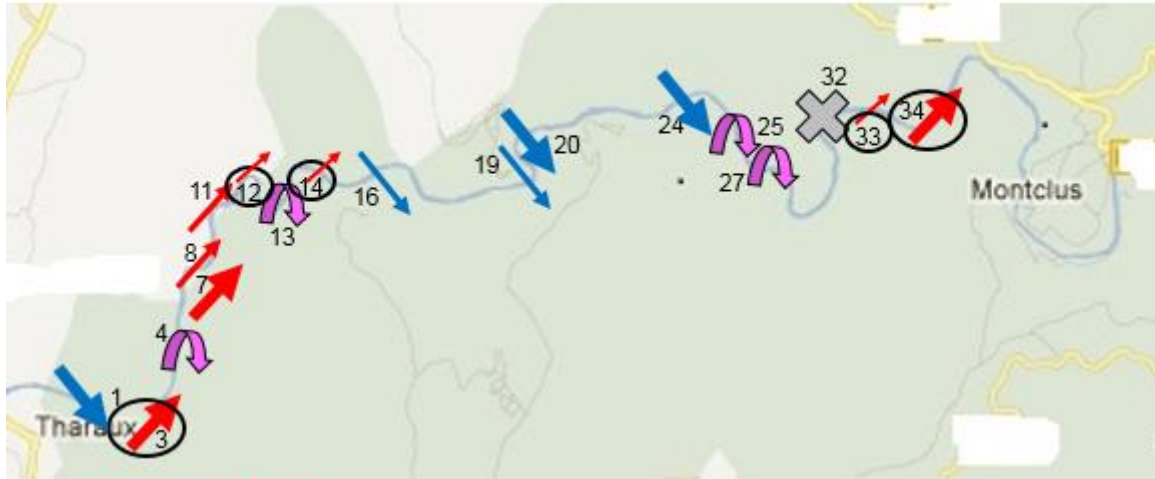







Z A B R

Zone Atelier Bassin du Rhône

Annexe 2 : Cartographie des zones d'échange rivière-nappe dans les gorges de la Cèze. Hypothèses de circulation des eaux obtenues à partir des mesures de juillet 2013 en combinant faune interstitielle et chimie des eaux. Figure extraite du document : « Rapport invertébrés Cèze (Année 2) » ; P. Marmonier et al., 2017).

Les numéros reportés correspondent à des bancs de galets et non au pk utilisés ici.



-  Apports souterrains profonds ou karstiques
-  Apports souterrains faibles
-  Echanges hyporhéiques sur de faibles distances
-  Apports de surface
-  Colmatage des sédiments